



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**  
**MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO**

**GEOLOGIA DA PORÇÃO NORDESTE DO GRANITÓIDE**  
**RITÁPOLIS ENTRE RESENDE COSTA E RITÁPOLIS,**  
**ESTADO DE MINAS GERAIS**

**LEANDRO BRAVO FERREIRA DA COSTA**

**ORIENTADOR: Prof. CIRO ALEXANDRE ÁVILA**  
**(Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional – UFRJ)**

**PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia**  
**(Sediado no Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional)**

**FEVEREIRO, 2010**  
**RIO DE JANEIRO – RJ - BRASIL**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO**

**GEOLOGIA DA PORÇÃO NORDESTE DO GRANITÓIDE  
RITÁPOLIS ENTRE RESENDE COSTA E RITÁPOLIS,  
ESTADO DE MINAS GERAIS**

**LEANDRO BRAVO FERREIRA DA COSTA**

**APROVADA POR:**

---

**Dr. Ciro Alexandre Ávila**

---

**Dr. Mauro César Geraldes**

---

**Dr. Everton Marques Bongioiolo**

**PETRO-MIN: Grupo de Estudos em Petrologia e Mineralogia**  
**(Sediado no Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional)**

**FEVEREIRO, 2010**  
**RIO DE JANEIRO - BRASIL**

## FICHA CATALOGRÁFICA

**COSTA, LEANDRO BRAVO FERREIRA DA**

**GEOLOGIA DA PORÇÃO NORDESTE DO GRANITÓIDE RITÁPOLIS ENTRE RESENDE COSTA E RITÁPOLIS, ESTADO DE MINAS GERAIS.**

**XIX, 101 p.,** 29,7 cm (Instituto de Geociências – Departamento de Geologia – UFRJ, Monografia de Graduação, 2010).

Monografia: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia.

- 1 – Granitóide
- 2 – Mapeamento faciológico
- 3 – Cinturão Mineiro
- 4 – Petrografia
- 5 – Geoquímica

I – IGEO/UFRJ

II – Título (série)

## RESUMO

Costa, L.B.F. **Mapeamento geológico e caracterização petrográfica da porção nordeste do granitóide Ritápolis na região de Resende Costa, estado de Minas Gerais.** Ano. 2010, xxx p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A evolução paleoproterozóica da borda meridional do cráton São Francisco é marcada por intenso magmatismo cujos representantes foram reunidos no cinturão Mineiro. Este cinturão é composto por rochas vulcânicas félsicas e por diversas intrusões máficas e félsicas (gabros, dioritos, granodioritos, tonalitos, e granitos), dentre as quais o granitóide Ritápolis, cuja idade de cristalização é de  $2121 \pm 7$  Ma marca, até o presente estado de conhecimento, o último pulso magmático intrusivo félsico da área estudada.

A presente monografia envolveu o mapeamento geológico e faciológico do granitóide Ritápolis. Este corpo apresenta xenólitos de rochas metamáficas do *Greenstone Belt* Rio das Mortes, é intrusivo nas rochas do gnaiss tonalítico Ramos e é cortado por diques de metadiabásio – diabásio.

O estudo faciológico/textural do granitóide Ritápolis possibilitou a separação de suas rochas em três diferentes facies texturais - granulométricas (inequigranular média, inequigranular média foliada e inequigranular grossa). Em relação à petrografia, foram definidas quatro paragêneses minerais: uma relacionada à cristalização magmática do referido corpo constituída de zircão, allanita, apatita, minerais opacos, granada, plagioclásio, microclina, ortoclásio, biotita e quartzo; duas relacionadas a um evento hidrotermal representadas por muscovita, sericita, carbonato e epídoto; e biotita, muscovita, epídoto e zoisita. E uma última paragênese relacionada a um evento metamórfico de baixa temperatura representada por titanita e clorita.

A interpretação de microestruturas nos estudos petrográficos das rochas do granitóide Ritápolis apontou para a presença de foliação magmática em diferentes graus de intensidade. A presença de fraturas nas rochas e em cristais de feldspato, preenchidas por quartzo, feldspato e biotita apontam para a presença de líquidos residuais de fusão magmática durante as fases finais de cristalização, provavelmente causado durante a alocação do plúton na crosta. A caracterização geoquímica aponta para um corpo de composição granítica/riolítica, peraluminoso, sub-alcálico da suíte cálcio-alcálica de alto-K e cujo ambiente tectônico de cristalização ainda é incerto, sendo obtidos resultados relativos a corpos sin/tardi-orogênicos e /ou intra-placa. Os dados geoquímicos comparados com os disponíveis na literatura apontam

para a presença de um corpo diferenciado dentro do batólito Ritápolis, com teores de K<sub>2</sub>O elevados.

A partir da idade de cristalização de  $2121 \pm 7$  Ma para o granitóide Ritápolis (considerado como o último pulso magmático félsico da evolução Paleoproterozóica do Cinturão Mineiro, na região de Ritápolis, São Tiago e Cassiterita), admite-se que as transformações metamórficas caracterizadas na mineralogia deste corpo teriam que estar associadas ou ao ápice do metamorfismo do cinturão Mineiro datado do final do paleoproterozóico (por volta de 2050 Ma) ou a evento metamórfico regional de idade Brasiliana.

## AGRADECIMENTOS

*À minha mãe a quem devo tudo.*

*Ao meu pai por seus ensinamentos e apoio.*

*Aos meus avós por serem verdadeiramente meus segundos pais.*

*Aos meus irmãos, primos e tios, por estarem sempre do meu lado.*

*Ao professor **Ciro** pelos ensinamentos e companheirismo.*

*Aos meus amigos, novos e antigos, pelos bons momentos.*

<b>SUMÁRIO</b>	<b>Pág.</b>
<b>I – CAPA</b>	<b>I</b>
<b>II - CONTRA CAPA</b>	<b>II</b>
<b>III – FICHA CATALOGRÁFICA</b>	<b>III</b>
<b>IV – RESUMO</b>	<b>IV</b>
<b>V – AGRADECIMENTOS</b>	<b>VI</b>
<b>VI – SUMÁRIO</b>	<b>VII</b>
<b>VII - ÍNDICE DE TABELAS</b>	<b>IX</b>
<b>VIII - ÍNDICE DE FIGURAS</b>	<b>XI</b>
<b>1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2 – OBJETIVOS E COMO ALCANÇÁ-LOS</b>	<b>3</b>
<b>3 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO</b>	<b>4</b>
<b>4 – MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO</b>	<b>6</b>
<b>4.1 - INTRODUÇÃO</b>	<b>6</b>
<b>4.2 – ETAPA DE CAMPO</b>	<b>6</b>
<b>4.2.1 – MAPEAMENTO GEOLÓGICO</b>	<b>6</b>
<b>4.2.2 – COLETA DE AMOSTRAS DE ROCHAS</b>	<b>8</b>
<b>4.3 – ETAPAS DE LABORATÓRIO</b>	<b>9</b>
<b>4.3.1 – PETROGRAFIA</b>	<b>9</b>
<b>4.3.2 – PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA GEOQUÍMICA</b>	<b>9</b>
<b>4.3.3 – ANÁLISE QUÍMICA</b>	<b>10</b>
<b>4.3.4 – ANÁLISE DE IMAGENS NO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA (MEV)</b>	<b>10</b>
<b>4.4 – ETAPA DE ESCRITÓRIO</b>	<b>10</b>
<b>5 – NOMECLATURA ADOTADA PARA OS LITÓTIPOS</b>	<b>12</b>
<b>6 - COMENTÁRIO DOS TRABALHOS PRÉVIOS</b>	<b>17</b>
<b>7 – GEOLOGIA REGIONAL</b>	<b>21</b>
<b>7.1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>21</b>
<b>7.2 – CRÁTON SÃO FRANCISCO</b>	<b>21</b>
<b>7.3 – BORDA MERIDIONAL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO</b>	<b>21</b>
<b>7.4 – CINTURÃO MINEIRO</b>	<b>24</b>
<b>8 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA</b>	<b>29</b>
<b>8.1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>29</b>
<b>8.2 – GNAISSE TONALÍTICO RAMOS</b>	<b>29</b>
<b>8.3 - <i>GREENSTONE BELT</i> RIO DAS MORTES</b>	<b>35</b>
<b>8.4 – ORTOGNAISSE TONALÍTICO RESENDE COSTA</b>	<b>41</b>
<b>8.4.1 – UNIDADE INEQUIGRANULAR MÉDIA/GROSSA</b>	<b>41</b>
<b>8.4.2 – UNIDADE INEQUIGRANULAR MÉDIA/FINA</b>	<b>45</b>
<b>8.5 - GRANITÓIDE RITÁPOLIS</b>	<b>46</b>
<b>8.5.1 – FACIES INEQUIGRANULAR GROSSA</b>	<b>49</b>
<b>8.5.1.1 – ASPECTOS DE CAMPO</b>	<b>49</b>
<b>8.5.1.2 – PETROGRAFIA</b>	<b>51</b>
<b>8.5.1.2.1 – EVOLUÇÃO MINERALÓGICA</b>	<b>56</b>

8.5.2 – FACIES INEQUIGRANULAR MÉDIA	58
8.5.2.1 – ASPECTOS DE CAMPO	58
8.5.2.2 – PETROGRAFIA	59
8.5.2.2.1 – EVOLUÇÃO MINERALÓGICA	69
8.5.3 – FACIES INEQUIGRANULAR MÉDIA FOLIADA	70
8.5.3.1 – ASPECTOS DE CAMPO	70
8.5.3.2 – PETROGRAFIA	71
8.5.3.2.1 – EVOLUÇÃO MINERALÓGICA	75
8.5.4 - PEGMATITOS	76
8.5.5 – GEOQUÍMICA	77
8.6 – DIQUES DE METADIABÁSIO - DIABÁSIO	83
9 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	85
10 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	89
11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96



## ÍNDICE DE TABELAS

	<b>Pág</b>
<b>Tabela 1</b> – Relação das amostras coletadas com ou sem lâmina petrográfica (Petro.).	7
<b>Tabela 2</b> – Localização geográfica das amostras analisadas quimicamente.	9
<b>Tabela 3</b> - Nomenclatura dos diversos tipos de enclaves e suas principais características segundo Didier & Barbarin (1991).	13
<b>Tabela 4</b> – Índice de cor segundo proposta de Streckeisen (1976) para a classificação das rochas ígneas na presente monografia.	14
<b>Tabela 5</b> - Tamanho dos grãos (Williams <i>et al.</i> , 1970) adotado para a classificação da granulação das rochas ígneas na presente monografia.	15
<b>Tabela 6</b> - Contagem modal para as amostras da facies inequigranular grossa do granitóide Ritápolis.	52
<b>Tabela 7</b> – Ordem de cristalização dos minerais para as rochas da facies grossa do granitóide Ritápolis. Na primeira coluna temos a fase mineral que cristaliza e entre parênteses o mineral que reagiu para a sua formação. Cris. Magmática – Cristalização magmática; plag – plagioclásio; biotita <sub>1</sub> – biotita primária, magmática; biotita <sub>2</sub> – biotita metamórfica.	58
<b>Tabela 8</b> - Contagem modal para as amostras da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis.	60
<b>Tabela 9</b> – Ordem de cristalização dos minerais para as rochas da facies média do granitóide Ritápolis. Na primeira coluna temos a fase mineral que cristaliza e entre parênteses o mineral que reagiu para a sua formação. Cris. Magmática – Cristalização magmática; plag – plagioclásio; biotita <sub>1</sub> – biotita magmática; biotita <sub>2</sub> – biotita metamórfica.	69
<b>Tabela 10</b> - Contagem modal para as amostras da facies inequigranular média foliada do granitóide Ritápolis.	72
<b>Tabela 11</b> – Ordem de cristalização dos minerais para as rochas da facies média foliada do granitóide Ritápolis. Na primeira coluna temos a fase mineral que cristaliza e entre parênteses o mineral que reagiu para a sua formação. Cris. Magmática – Cristalização magmática; plag – plagioclásio; biotita <sub>1</sub> – biotita primária, magmática; biotita <sub>2</sub> – biotita associada a hidrotermalismo.	75
<b>Tabela 12</b> – Resultados apresentados na presente monografia das análises geoquímicas para as rochas da facies inequigranular média e grossa.	

Amostras EL-4, 5, 10, 58 e 59 são de rochas da facies inequigranular média; amostra EL-53 é de fragmento de rocha da facies inequigranular grossa.

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág
<b>Figura 1</b> – Articulação geográfica da região estudada em relação às cartas topográficas 1:50.000 do IBGE, destacando-se em vermelho a área mapeada.	4
<b>Figura 2</b> – Mapa rodoviário com as principais vias de acesso à área estudada (em vermelho). Percurso azul: Rio de Janeiro – São João del Rei – Ritápolis; Percurso preto: Barbacena – Carandaí – Lagoa Dourada - Resende Costa; Percurso verde pontilhado: São João del Rei – Coronel Xavier Chaves – Resende Costa.	5
<b>Figura 3</b> - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) utilizado para a classificação das rochas plutônicas da área estudada. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemitó. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali-feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro.	14
<b>Figura 4</b> – Mapa geológico de Quéméneur & Baraud (1982) mostrando as rochas graníticas aflorantes entre Tabuões e Ritápolis (corpos Tabuões, Cassiterita e Ritápolis), que foram reunidas no batólito São Tiago.	18
<b>Figura 5</b> – Mapa geológico de Uchôa (2006) mostrando a distribuição dos litótipos entre as cidades de São João del Rei e Lavras. Destacam-se as rochas do granito Ritápolis em vermelho.	18
<b>Figura 6</b> – Mapa geológico de Ebert (1968) mostrando a distribuição das rochas da série Barbacena, da formação Lafaiete e os granitos pós Série Barbacena.	19
<b>Figura 7</b> – Mapa geológico de Pires <i>et al.</i> (1990) entre as cidades de Lavras e Conselheiro Lafaiete com a distribuição das rochas do <i>greenstone belt</i> Barbacena e do granito Santa Rita. Destaca-se a separação de rochas granodioríticas mais antigas.	20
<b>Figura 8</b> – Divisão da geologia da região próxima a cidade de São João del Rei em domínios distintos (Ávila, 2000). Em vermelho o Domínio Litológico I, no âmbito da área estudada, onde estão inseridos o <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes e o granitóide Ritápolis. Em verde o Domínio Litológico II onde está inserido o <i>greenstone belts</i> Nazareno.	20
<b>Figura 9</b> – Vista em planta do cráton São Francisco circundado por	

faixas móveis do Neoproterozóico (Teixeira *et al.*, 2000).  
O embasamento Arqueano - Paleoproterozóico onde está inserida a área estudada na presente monografia está evidenciado pelo quadrado pontilhado.

22

**Figura 10** – Mapa de Ávila (2000) modificado de Pedrosa Soares *et al.* (1994) exibindo as principais unidades que compõe a geologia da borda meridional do cráton São Francisco. I – Complexos arqueanos; II – *Greenstone belt* Rio das Velhas; III – *Greenstone belt* (Nazareno, Dores do Campo e Rio das Mortes); IV – Corpos plutônicos neoarqueanos; V – Supergrupo Minas; VI – Corpos plutônicos paleoproterozóicos; VII – Megasseqüências São João del Rei, Carandaí e Andrelândia.

23

**Figura 11** – Configuração do cinturão Mineiro segundo Alkmin (2004) englobando além dos granitóides paleoproterozóicos as rochas do supergrupo Minas e as unidades arqueanas retrabalhadas no Paleoproterozóico.

25

**Figura 12** - Mapa geológico da região próxima ao vilarejo de Trindade mostrando os corpos da suíte Serrinha (Ávila *et al.*, 2007).  
I - Rochas metaultramáficas vulcânicas (komatiíticas) e subvulcânicas com restritas ocorrências de rochas metapelíticas e quartzíticas do greenstone belt Nazareno. II - Rochas anfíbolíticas do greenstone belt Nazareno. III – Greenstone belt Rio das Mortes: rochas anfíbolíticas com espessos pacotes de pelitos e quartzitos. Presença restrita de gnaisses e rochas metaultramáficas.  
IV – Remanescentes de corpos piroxeníticos – gabróicos. V - Gabro São Sebastião da Vitória ( $2220 \pm 3$  Ma). VI - Rochas quartzo dioríticas e anfíbolíticas indivisas. VII - Quartzo diorito do Brito. VIII - Granodiorito Brumado de Baixo. IX - Granodiorito Brumado de Cima. X - Corpos granofíricos. XI - Rochas subvulcânicas – vulcânicas félsicas (andesitos, dacitos, riólitos). XII - Gnaiss Granítico Fé ( $2191 \pm 9$  Ma). XIII – Megasseqüências São João del Rei (Paleoproterozóico - Estateriano), Carandaí (Mesoproterozóico) e Andrelândia (Neoproterozóico). XIV - Sedimentos recentes. ZCL: Zona de Cisalhamento do Lenheiro. FL: Falha do Lenheiro.

27

**Figura 13** – Gnaiss tonalítico Ramos que é composto por bandas escuras anfíbolíticas (Anf) e por bandas claras (intercalação de níveis brancos e cinzas) milimétricas a centimétricas de composição tonalítica.

30

**Figura 14** – Gnaiss tonalítico Ramos (Gn ton) cortado por dique leucocrático tonalítico (Dton) falhado. Notar o truncamento em baixo ângulo entre as bordas da intrusão e o bandamento do gnaiss.

31

**Figura 15** – Detalhe da Figura 16. Xenólitos (Xen) de uma rocha escura no dique tonalítico (Dton) alongados e orientados conforme a foliação do dique.

31

<b>Figura 16</b> – Dique félsico de composição tonalítica (Dton) com xenólitos centimétricos (de uma rocha escura) orientados conforme a foliação principal e que faz um pequeno ângulo com a foliação do gnaiss tonalítico (Gn ton).	31
<b>Figura 17</b> – Borda pegmatítica (Peg) desenvolvida na região de contato do dique leucocrático tonalítico (Dton) com o gnaiss bandado tonalítico Ramos (Gn ton).	32
<b>Figura 18</b> – Dobras apertadas desenvolvidas no gnaiss tonalítico Ramos (Gn ton), em um pegmatito (Peg 1) associado e no melanossoma anfibolítico.	32
<b>Figura 19</b> – Detalhe da charneira da dobra mostrada na Figura 20 com dobras parasíticas bem desenvolvidas no pegmatito (Peg 1) e no melanossoma anfibolítico (anf).	32
<b>Figura 20</b> – Corpo pegmatítico (Peg 2) de espessura métrica intrudindo discordantemente o bandamento presente no gnaiss tonalítico Ramos (Gn ton) e inclusive cortando as charneiras das dobras envolvendo o referido gnaiss e os diques félsicos tonalíticos (Dton).	33
<b>Figura 21</b> – Pegmatito (Peg 2) de espessura da ordem de 10 cm, intrusivo conforme a foliação do gnaiss a esquerda da foto, porém cortando a foliação nas porções ao centro e a direita da foto.	33
<b>Figura 22</b> – Enclave xenolítico (Xen) do gnaiss em rocha granítica associada ao granitóide Ritópolis (Rit).	34
<b>Figura 23</b> – Aspecto em detalhe do metapiroxenito mostrando cristais centimétricos de hornblenda (pseudomórfica de clinopiroxênio) dispersos em uma massa de granulação mais fina esverdeada composta de epidoto e anfibólio.	36
<b>Figura 24</b> – Blocos <i>in situ</i> no topo do morro, que corresponde a melhor exposição do metapiroxenito na área estudada.	36
<b>Figura 25</b> – Bloco de um metapiroxenito onde observa-se a morfologia encaroçada do mesmo, representada pelos cristais de hornblenda (pseudomórfica de clinopiroxênio). Destaca-se neste bloco a presença de veios de quartzo (Vq) cortando a estrutura da rocha.	37
<b>Figura 26</b> – Saprólito de rocha metamáfica (anfibolito) mostrando corpo pegmatítico (peg) truncando a foliação metamórfica (Fol).	37
<b>Figura 27</b> – Pacote metassedimentar do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes composto por intercalações de filitos (vermelho, cinza e branco) e gondito (gon) na região da Mina de Penedo.	38
<b>Figura 28</b> – Filito avermelhado (fil) da unidade metassedimentar do	

<i>greenstone belt</i> Rio das Mortes cortado por corpo pegmatítico (peg) correlacionado ao granitóide Ritápolis.	39
<b>Figura 29</b> – Intercalação entre saprólitos de filitos brancos e amarronzados da unidade metassedimentar do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes no leito da estrada que liga o vilarejo de Penedo a cidade de Resende Costa.	39
<b>Figura 30</b> – Xenólito oblato e centimétrico de anfibolito da unidade anfibolítica parcialmente digerido em meio às rochas da facies média do granitóide Ritápolis.	40
<b>Figura 31</b> – Aspecto, em detalhe, da rocha inequigranular média/grossa do ortognaisse Resende Costa. Notar os agregados biotíticos lenticulares definindo a foliação da rocha.	42
<b>Figura 32</b> – Detalhe de um fragmento de rocha parcialmente alterado do ortognaisse inequigranular médio/grosso com maior presença de agregados biotíticos.	42
<b>Figura 33</b> – Dique pegmatítico (peg) de espessura métrica cortando rochas inequigranulares média/grossa do ortognaisse Resende Costa (RC).	43
<b>Figura 34</b> – Lajedo de rocha inequigranular média/grossa do ortognaisse tonalítico Resende Costa cortada por aplitos leucograníticos (apl) paralelos entre si.	43
<b>Figura 35</b> – Aplito félsico de leucogranito (Apl) cortando rocha inequigranular média/grossa do ortognaisse Resende Costa (RC).	44
<b>Figura 36</b> – Detalhe do aplito leucogranítico (Apl) truncando a foliação do ortognaisse tonalítico Ramos (RC). Destaca-se a proporção de minerais máficos nas bordas da intrusão.	44
<b>Figura 37</b> – Vista panorâmica da área mapeada destacando-se morros com encostas de baixa declividade e topos aplainados onde afloram os litótipos do granitóide Ritápolis.	46
<b>Figura 38</b> – Lajedo do granitóide Ritápolis na serra de Santa Rita (arredores da cidade de Ritápolis) mostrando grandes áreas de exposição de rochas do referido corpo.	47
<b>Figura 39</b> – Enclaves xenolíticos de rocha anfibolítica do <i>greenstone belt</i> Rio das Mortes em rocha da facies média inequigranular do granitóide Ritápolis.	48
<b>Figura 40</b> – Aspecto de um bloco <i>in situ</i> , onde é possível de se observar uma clara distinção textural entre as rochas das facies média (parte mais lisa) e facies grossa (parte mais rugosa, encarçada).	49

- Figura 41** – Diferentes colorações de solos expostos na estrada. O solo branco ou amarelado claro é referente à alteração de rochas do granitóide Ritápolis, enquanto o solo dos diques de metadiabásio-diabásio possui cor vermelha alaranjada. 50
- Figura 42** – Foliação definida pela orientação de cristais de feldspato observada em rocha da fácies grossa do granitóide Ritápolis. 51
- Figura 43** – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas da fácies grossa do granitóide Ritápolis. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemitó. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali-feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro. 52
- Figura 44** – Mirmequita desenvolvida em cristal de plagioclásio intensamente recristalizado. Nicól cruzado. 53
- Figura 45** – Detalhe de cristal xenomórfico de plagioclásio com geminação defletida e extinção ondulante. Nicól cruzado. 53
- Figura 46** – Cristal maior de plagioclásio (plag) com bordas intensamente recristalizadas em pequenos cristais xenomórficos. Nicól cruzado. 53
- Figura 47** – Detalhe de um cristal de ortoclásio pertítico (orto) com geminação *carlsbad*. Notar a forma arredondada do cristal, bem como a intensa recristalização nas bordas do mesmo e a presença de biotita nestas áreas. Nicól cruzado. 54
- Figura 48** – Inclusões de forma arredondada de quartzo (qtz) e de plagioclásio hipidiomórfico (plag) em fenocristal de microclina. Nicól cruzado. 55
- Figura 49** – Biotita hidrotermal substituindo biotita primária ainda mantendo sua forma original (hipidiomórfica, prismática). Notar extremidades abertas do cristal indicando difusão dos cristais de biotita hidrotermal na rocha, sendo o provável estágio inicial de deposição da solução hidrotermal nos contatos entre cristais. A) Nicól paralelo B) Nicól cruzado. 55
- Figura 50** – Biotita hidrotermal com muscovita circundando cristais arredondados de microclina. Nicól cruzado. 56
- Figura 51** – Ocorrência de quartzo como grandes agregados monominerálicos composto por cristais com contatos irregulares, lobados entre si. Nicól cruzado. 57
- Figura 52** – Cristal de quartzo primário (sub-arredondado e com cerca de

3 mm de tamanho) recristalizado em vários grãos com faces ora poligonizadas e ora lobadas. Nicól cruzado.	57
<b>Figura 53</b> – Cristal de granada em rocha da fácies média do granitóide Ritápolis.	59
<b>Figura 54</b> – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas da facies média do granitóide Ritápolis. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 – Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemitó. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali-feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro.	60
<b>Figura 55</b> – Detalhe de cristal de zircão (zr) idiomórfico incluso em biotita cloritizada (bio). Nicól Cruzado.	61
<b>Figura 56</b> – Detalhe de cristal idiomórfico de allanita (Al) com bordas marcadas pelo crescimento de epídoto – zoisita (ep). Nicól paralelo.	61
<b>Figura 57</b> – Mineral opaco com bordas de crescimento de titanita (tit). Nicól paralelo.	61
<b>Figura 58</b> – Foliação primária dada pela orientação de grãos hipidiomórficos de biotita (bio). Nicól paralelo.	62
<b>Figura 59</b> – Aspecto “sujo” dos cristais de plagioclásio (plag) quando sericitizados. Nicól paralelo.	63
<b>Figura 60</b> – Carbonato (cb) secundário que surge na borda dos cristais de plagioclásio sericitizado (plag). Nicól cruzado.	63
<b>Figura 61</b> – Imagem de cristal de plagioclásio obtida no MEV (elétrons secundários) com as setas indicando microporos por onde ocorreu o acesso de fluidos hidrotermais ao cristal.	63
<b>Figura 62</b> – <i>Calcic pike zone</i> definido por: núcleo fortemente sericitizado (possivelmente mais cálcico) seguido por uma área intermediária límpida (possivelmente menos cálcica), indicando um zonamento normal. Logo após esta área intermediária menos cálcica temos uma nova zona sericitizada (possivelmente mais cálcica) caracterizando um zonamento reverso. Nicól cruzado.	64
<b>Figura 63</b> – Pertita em cristal de microclina. Nicól cruzado.	64
<b>Figura 64</b> – Pertita em chama em K-feldspato. O ponto de origem da “chama” é o ponto de maior concentração de <i>strain</i> , no caso o contato com um cristal de plagioclásio. Nicól cruzado.	64



<b>Figura 65</b> – Pertita em chama em cristal de microclina no contato com biotita (bio). Nicól cruzado.	65
<b>Figura 66</b> – Fratura em K-feldspato preenchida por quartzo, feldspato e biotita. Nicól cruzado.	65
<b>Figura 67</b> – Fratura de forma sigmoidal na rocha. A fratura encontra-se preenchida por quartzo, feldspato, biotita e muscovita. Nicól cruzado.	65
<b>Figura 68</b> – Biotita cloritizada com cristais de titanita (tit) crescidos em suas bordas e segundo alguns dos seus planos de clivagem. Nicól paralelo.	66
<b>Figura 69</b> – Biotita (marrom) parcialmente substituída por clorita (verde). Nicól paralelo.	66
<b>Figura 70</b> – Linhas de biotita e muscovita preenchendo fraturas na rocha. Nicól cruzado.	67
<b>Figura 71</b> – <i>Deformation band</i> (banda de deformação) em cristais de quartzo. Nicól cruzado.	67
<b>Figura 72</b> – <i>Bulging nucleation</i> (indicado pela seta) em cristal de quartzo com banda de deformação. Nicól cruzado.	68
<b>Figura 73</b> – Contato em bainha (lobado) entre cristais de quartzo. Nicól cruzado.	68
<b>Figura 74</b> – Contato poligonizado entre cristais de quartzo. Nicól cruzado.	68
<b>Figura 75</b> – Cristal xenomórfico de K-feldspato com contatos embainhados com plagioclásio. Notar a penetração do K-feldspato no plagioclásio. Nicól cruzado.	70
<b>Figura 76</b> – Interação entre as rochas de cor cinza da fácies média foliada do granitóide Ritápolis (GRit) com uma rocha leucocrática de coloração branca (Diq), provavelmente intrusiva.	71
<b>Figura 77</b> – Detalhe da foliação (seguindo a direção do martelo) impressa nas rochas da fácies média foliada. Notar também um dique de pegmatito na parte inferior da foto.	71
<b>Figura 78</b> – Zona de cisalhamento sinistral truncando a foliação da rocha (setas vermelhas) e deslocando diques de pegmatito centimétricos.	72
<b>Figura 79</b> – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas da facies média foliada do granitóide Ritápolis. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito.	

4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemitó. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali-feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro. 72

**Figura 80** – Aspecto da rocha com a orientação dos feldspatos, biotita e do quartzo definindo a foliação. A) Nicól paralelo B) Nicól cruzado. 73

**Figura 81** – Fenocristal de ortoclásio com geminação *carlsbad*. Notar as inclusões arredondadas de quartzo. Nicól cruzado. 74

**Figura 82** – Biotita associada a muscovita nos contatos entre cristais. Os cristais hipiomórficos encontram-se livres de muscovita. Nicól cruzado. 74

**Figura 83** – Finos e alongados cristais de biotita ocorrendo no contato entre cristais de outros minerais. Nicól cruzado. 74

**Figura 84** – Cristais hipidiomórficos de biotita orientados conforme a foliação da rocha. Nicól cruzado. 75

**Figura 85** – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média; A –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; M –  $\text{MgO}$ ; F –  $\text{FeO}_t$ . 79

**Figura 86** – Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) para as rochas da facies média e grossa granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média. 79

**Figura 87** – Diagrama  $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}} \times [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{mol}}$  (Maniar & Picolli, 1989) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média. 80

**Figura 88** – Diagrama  $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$  (Peccerillo & Taylor, 1976) com as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis e as áreas correspondentes às facies geoquímicas definidas por Souza (2009). Grupos faciológicos definidos por Souza (2009) quanto a geoquímica – rochas da facies fina: área vermelha; rochas da facies média de baixo  $\text{K}_2\text{O}$ : área marrom; rochas da facies média de médio  $\text{K}_2\text{O}$ : área amarela; rochas da facies média de alto  $\text{K}_2\text{O}$ : área cinza; rochas da facies grossa: área verde. 80

**Figura 89** - Diagrama triangular de feldspatos normativos de O'Connor (1965) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis e as áreas correspondentes às facies geoquímicas definidas por Souza (2009). Grupos faciológicos definidos por Souza (2009) quanto a geoquímica – rochas da facies fina: área vermelha; rochas da facies média de baixo

K<sub>2</sub>O: área marrom; rochas da facies média de médio K<sub>2</sub>O: área amarela; rochas da facies média de alto K<sub>2</sub>O: área cinza; rochas da facies grossa: área verde. 81

**Figura 90** - Diagrama R1xR2 (Batchelor & Bowden, 1985) para as rochas da facies média e grossa granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média. 82

**Figura 91** – Diagrama (Y+Nb) X Rb de Pearce *et al.* (1984) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média. Syn COLG – granito sin colisional; WPG – granito intraplaca; VAG – granito de arco vulcânico; ORG – granito orogênico 82

**Figura 92** – Mapa de concentração de K<sub>2</sub>O de Souza (2009) para as rochas analisadas do granitóide Ritápolis. 93

**Figura 93** – Diagrama de Rb x (Y+Nb) (Pearce *et al.*, 1984) retirado de Souza (2009) para as rochas das diferentes facies do granitóide Ritápolis. Azul – Facies grossa; Vermelho – Facies média de alto K<sub>2</sub>O/shoshonítica; Cinza - Facies média de médio/alto K<sub>2</sub>O; Verde - Facies média de médio K<sub>2</sub>O; Preto – Facies fina. 93

## 1 - INTRODUÇÃO

A visão mais integrada relativa ao estudo de corpos graníticos de dimensões batolíticas tem mostrado que os mesmos são compostos por diversos plútons de dimensões, idades e mecanismos de *emplacement* variados (Hall, 1989). Trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos em escala de detalhe em grandes batólitos como o de Donegal, na Irlanda (Pitcher & Berger, 1972), Berridale, na Austrália (White *et al.*, 1974) e o Costeiro, no Peru (Cobbing & Pitcher, 1972; Cobbing *et al.*, 1977; Pitcher, 1978) evidenciaram a pluralidade de corpos intrusivos de menor tamanho na evolução dessas grandes massas graníticas e, conseqüentemente, contribuíram na proposição de novos modelos geológicos para as citadas áreas.

O mapeamento e a individualização de corpos plutônicos no Brasil vem sendo realizado a longo tempo (Vlach, 1985; Wernick, 1990; Galembeck, 1991; Janasi & Ulbrich, 1991), porém a individualização de grandes massas batolíticas ainda passa por uma fase embrionária, principalmente no estabelecimento dos princípios a serem utilizados no mapeamento e na individualização faciológica, bem como no estabelecimento das regras de nomenclatura a serem adotadas. Visando atender a essa necessidade, Ulbrich *et al.* (2001) propuseram regras de designação e nomenclatura a serem utilizadas no mapeamento de detalhe de corpos plutônicos, onde o termo facies corresponderia a menor unidade estratigráfica de caráter informal. Neste contexto, a facies petrográfica plutônica seria utilizada no reconhecimento e descrição das principais feições de campo caracterizadas em amostras de mão e afloramento, levando em consideração os aspectos texturais, a mineralogia e as estruturas primárias e secundárias. Essa proposta além de ser descritiva, remete a um caráter genético, sendo útil na interpretação da evolução do corpo plutônico. Muitas vezes a facies não representa uma unidade plutônica mapeável mesmos nas escalas de detalhe requeridas no mapeamento plutônico (1:10.000 e 1:25.000), sendo necessário a utilização do termo associação de fácies (compreende um conjunto de facies relacionada geneticamente - Vlach, 1985) para ser então definida uma unidade de mapeamento.

Seguindo parcialmente este conceito o grupo de pesquisa coordenado pelo professor Ciro Alexandre Ávila, do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) vêm realizando, a partir da década de 90, um trabalho sistemático de mapeamento geológico e faciológico na escala de detalhe dos corpos plutônicos da região de São João del Rei e arredores, sudeste do estado de Minas Gerais. Dentre os diversos corpos estudados nessa região, destaca-se o plúton Ritápolis (Quéméneur

& Baraud, 1982 e 1983) ou Santa Rita (Pires & Porto Júnior, 1986; Pires *et al.*, 1990), que possui dimensões batolíticas e grande complexidade geológica, pois o mesmo é composto por uma diversidade de tipos litológicos, compreendendo rochas tonalíticas, granodioríticas, monzograníticas, sienograníticas e quartzo monzodioríticas (Ávila, 2000). O mapeamento faciológico aliado à petrografia e geoquímica das rochas deste corpo, situado geologicamente na borda meridional do cráton São Francisco, mais especificamente no cinturão Mineiro (Teixeira, 1985; Teixeira *et al.*, 2000 e 2005), vêm permitindo uma interpretação mais aprofundada e acurada da evolução do mesmo, bem como sua inserção no contexto do referido cinturão.

Neste sentido, a presente monografia tem como proposta reunir o material já descrito nas porções sul e sudoeste (Ávila, 1992; Couto, 1997; Ávila, 2000), sudeste (Dal Cere, 1999), central (Souza, 2007; Souza, 2009) do granitóide Ritápolis, com aqueles obtidos no estudo desenvolvido na sua porção nordeste. Conjuntamente foi elaborado o mapa geológico de semi-detálhe (1:25.000) da região entre as cidades de Ritápolis e Resende Costa, sul do estado de Minas Gerais, com ênfase na delimitação faciológica e petrográfica das fácies média e grossa (equigranular e inequigranular) do referido corpo.

## 2 – OBJETIVOS E COMO ALCANÇÁ-LOS

A presente monografia tem como objetivos a individualização faciológica das rochas do granitóide Ritápolis e o estabelecimento das relações de campo deste corpo com suas rochas encaixantes na região compreendida entre as cidades de Ritápolis e Resende Costa. Para se alcançar estes objetivos foram realizadas as seguintes etapas:

- 1) Mapeamento geológico de semi-detalle (escala de 1:25.000) de uma área de aproximadamente 120 km<sup>2</sup> no limite entre as folhas topográficas Jacarandira, São João del Rei, Resende Costa e Tiradentes;
- 2) Determinação das rochas circundantes do granitóide e estabelecimento da relação temporal entre as diferentes unidades;
- 3) Caracterização petrográfica das rochas das facies inequigranular média e grossa do granitóide Ritápolis, incluindo interpretação de estruturas relacionadas aos estágios de evolução do magma em seus estágios *supersolidus* e *subsolidus*;
- 4) Estudo geoquímico das rochas das facies inequigranular média e grossa do granitóide Ritápolis;
- 5) Inserção do granitóide Ritápolis no contexto evolutivo regional.

### 3 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área estudada totaliza, aproximadamente, 132 km<sup>2</sup> e está inserida nos limites das folhas topográficas São João del Rei, Jacarandira, Resende Costa e Tiradentes (Figura 1), sendo limitada pelas latitudes 21°00'20''S e 20°54'44''S e longitudes 44°20'29''W e 44°13'51''W, incluindo as cidades de Ritápolis e Resende Costa, e os vilarejos de Penedo, Patrimônio e Ramos, todos na região sudeste do estado de Minas Gerais.

**Articulação da Folha**

Carminópolis de Minas	Passa Tempo	Entre-Rios de Minas
São Tiago	Jacarandira	Resende Costa
Nazareno	São João Del Rei	Tiradentes



**Figura 1** – Articulação geográfica da região estudada em relação às cartas topográficas 1:50.000 do IBGE, destacando-se em vermelho a área mapeada.

Para acessar a área a partir do Rio de Janeiro, utiliza-se a rodovia BR-040 até a cidade de Barbacena e a seguir a BR-265 para a cidade de São João Del Rei e a BR-494 em direção a saída para a cidade de Ritápolis. Desta última cidade, segue-se para o vilarejo de Penedo e a partir daí podem ser utilizadas diversas estradas não pavimentadas, que cortam a área estudada de norte a sul e de leste a oeste.

Outra opção corresponde a seguir pela BR-040 até a cidade de Carandaí, utilizando-se a saída para oeste (rodovia MG-275), que deve ser seguida até a BR-383, que no sentido norte acessa a cidade de Lagoa Dourada, onde se deve utilizar a estrada para oeste até a entrada para a cidade de Resende Costa. Outra possibilidade de acesso à cidade de Resende Costa é a utilização da BR-383 a partir de São João del Rei, passando pelo acesso a Coronel Xavier Chaves e acessando a cidade de Resende Costa antes de chegar a cidade de Lagoa Dourada (Figura 2).





## **4 - MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO**

### **4.1 – INTRODUÇÃO**

Este capítulo reporta as etapas envolvidas na elaboração da presente monografia. Em suma o trabalho foi realizado em três fases principais: campo, laboratório e escritório.

No total foram coletados 120 fragmentos de rochas, que resultaram em 109 lâminas petrográficas (Tabela 1), das quais seis amostras foram selecionadas para análise química. Grande parte do acervo de amostras e lâminas petrográficas montado durante a presente monografia poderá ser utilizado em estudos futuros da área em questão, sendo que atualmente uma parte das amostras está sendo utilizada na elaboração da monografia do estudante Eduardo Henrique Andrade de Guimarães, que versa sobre os anfíbolitos e os diques de metadiabásio-diabásio da região.

### **4.2 - ETAPA DE CAMPO**

#### **4.2.1 - Mapeamento geológico**

Foi confeccionado um mapa geológico na escala de semi-detalle (1:25.000) a partir de três campanhas de campo (Anexo I – Mapa geológico), que totalizaram 23 dias de campo. A primeira campanha foi realizada entre os dias 26 e 30 de agosto de 2008, enquanto a segunda entre os dias 21 a 26 de maio de 2009. Durante estas duas campanhas foi utilizado o acesso pela rodovia BR-494, que passa na entrada da cidade de Ritópolis e foram realizados 161 pontos geológicos. A terceira campanha de campo foi realizada entre os dias 16 e 27 de julho de 2009 utilizando o acesso pela cidade de Resende Costa, sendo marcados 103 pontos de campo, totalizando 264 pontos geológicos (Anexo II – Mapa de pontos). Os pontos, em campo, foram plotados nas folhas topográficas a partir do uso de um GPS Garmin Etrex, utilizando o *datum* Córrego Alegre, sendo a localização conferida e confirmada a partir das feições topográficas.

Na descrição dos pontos geológicos foi observado o tipo do afloramento (corte de estrada, lajedo, lajedo grande, crista de morro, blocos *in situ*, blocos e solo), feições em escala de afloramento (diques, xenólitos, pegmatitos entre outros), o grau de intemperismo da rocha (rocha fresca, alterada, muito alterada e saprólito), além de feições possíveis de serem identificadas em amostras de mão (tanto com lupa de bolso, quanto com vista desarmada) representadas por mineralogia, textura e estruturas primárias e secundárias, tais como bandamento, foliação e lineação, que foram quantificadas, quando possível, com bússola Eclipse Pro 8099 da Brunton® com declinação de 19° W. Na descrição de corpos intrusivos,

**Tabela 1** – Relação das amostras coletadas com ou sem lâmina petrográfica (Petro.)

Amostra	Litologia	Petro.	Amostra	Litologia	Petro..
EL-1	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 113	Granitóide Ritápolis facies grossa	X
EL-4a	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 119	Anfibolito	X
EL-4b	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 121	Anfibolito	X
EL-4c	Diabásio (Dique)	X	EL 123	Anfibolito	X
EL-5	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 131	Diabásio (Dique)	X
EL-10	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 136	Anfibolito	X
EL-13	Anfibolito	X	EL 139a	Granitóide Ritápolis facies média	X
EL-19	Diabásio (Dique)	X	EL 139b	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-20	Diabásio (Dique)	X	EL 139c	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-23	Diabásio (Dique)	X	EL 139d	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-31	Milonito	X	EL 139e1	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-38	Metagabro	X	EL 139e2	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-53a	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 139f	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-53b	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 139g	Ortognaisse tonalítico Ramos	X
EL-53c	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 145	Anfibolito	X
EL-53d	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 148a	Anfibolito	X
EL-56	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL 148b	Anfibolito	X
EL-57	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 148c	Diabásio (Dique)	X
EL-58	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 150	Granitóide Ritápolis facies grossa	X
EL-59	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 152	Granitóide Ritápolis facies média	X
EL-60a	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL 153	Granitóide Ritápolis facies grossa	X
EL-60b	Enclave xenolítico	X	EL 158	Granitóide Ritápolis facies grossa	X
EL-60c	Enclave xenolítico	X	EL 161	Granitóide Ritápolis facies média	X
EL-60d	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-163a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL-60e	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-163b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL-60f	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-163c	Leucogranito (Aplito)	
EL-60g	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-163d	Leucogranito (Aplito)	
EL-60h	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-171	Metamáfica (Dique)	X
EL-60i	Enclave xenolítico	X	EL-176	Diabásio (Dique)	X
EL-60j	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-186a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL-61	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-186b	Ortognaisse Resende Costa	
EL-75	Metapiroxenito	X	EL-186c	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 79a	Granitóide Ritápolis facies foliada	X	EL-186d	Ortognaisse Resende Costa	
EL 79b	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-189a	Diabásio (Dique)	X
EL 79c	Granitóide Ritápolis facies foliada	X	EL-189b	Diabásio (Dique)	
EL 83a	Granitóide Ritápolis facies grossa		EL-194a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 83b	Granitóide Ritápolis facies grossa		EL-194b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 83c	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL-211a	Metagabro	X
EL 83d	Granitóide Ritápolis facies grossa		EL-211b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 83e	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL-211c	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 86	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-236a	Anfibolito	X
EL 88	Enclave xenolítico		EL-236b	Anfibolito	X
EL 89a	Granitóide Ritápolis facies foliada	X	EL-236c	Anfibolito	X
EL 89b	Granitóide Ritápolis facies foliada	X	EL-236d	Anfibolito	X
EL 94	Anfibolito	X	EL-244a	Diabásio (Dique)	X
EL 96	Anfibolito	X	EL-244b	Diabásio (Dique)	X
EL 100	Metapiroxenito	X	EL-255a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 101a	Anfibolito	X	EL-255b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 101b	Anfibolito	X	EL-255c1	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 101c	Anfibolito	X	EL-255c2	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 101d	Anfibolito	X	EL-255d	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 102	Diabásio (Dique)	X	EL-256	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 105	Anfibolito	X	EL-257	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 108a	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-258a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 108b	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-258b	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 108c	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-258c	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 108d	Granitóide Ritápolis facies média	X	EL-259	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 111a	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL-263a	Ortognaisse Resende Costa	X
EL 111b	Enclave xenolítico		EL-263b	Ortognaisse Resende Costa	
EL 112	Granitóide Ritápolis facies grossa	X	EL-263c	Ortognaisse Resende Costa	X

como dos diques de metadiabásio-diabásio foram efetuadas medidas de *strike* (direção) do corpo, *dip*, espessura, mineralogia primária e metamórfica, rochas encaixantes, foliação e extensão, segundo a padronização proposta por Vasques (2009).

Para a delimitação dos litótipos foi realizado um caminhamento ao longo dos contatos, pois a natureza intrusiva dos corpos mapeados (principalmente em relação aos contatos irregulares e ao grau de intemperismo em que as rochas se encontram) não possibilitou uma abordagem baseada na realização de perfis de caminhamento perpendiculares à estruturação regional. O contato dos granitóides e dos gnaisses félsicos com as rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes e com as rochas dos diques de metadiabásio-diabásio representaram um caso a parte, pois puderam ser observados graças à diferença de tonalidade entre os solos correspondente a estas rochas e desta maneira identificados de forma mais fácil.

Para as rochas do granitóide Ritápolis foi utilizada a divisão em unidades baseando-se nas diferenças de granulação e texturais das suas rochas. Neste caso as diferentes facies texturais observadas em campo foram individualizadas compondo unidades de mapeamento. O conceito de facies empregado remete apenas ao caráter descritivo, que permite o mapeamento mais detalhado de um corpo ígneo plutônico, diferente do conceito original que relaciona as facies aos processos genéticos do corpo (Ulbrich *et al.*, 2001). Neste contexto a utilização do termo facies (somente no sentido descritivo) foi efetuada pela escassez de exposições de rocha do batólito, assim como pela ausência de afloramentos em áreas consideradas críticas para a interpretação do comportamento do mesmo durante o processo de intrusão, como, por exemplo, a região de contato com as suas rochas encaixantes.

#### **4.2.2 – Coleta de amostras de rochas**

As amostras foram coletadas com a finalidade de produzir lâminas petrográficas e material para análise química. A amostragem levou em consideração o grau de intemperismo da rocha e a representatividade do fragmento coletado. Foi exigido um grau de intemperismo mínimo, o que por muitas vezes dificultou a amostragem pela resistência da rocha fresca quando em lajedos e, principalmente, pela escassez de afloramentos com rochas nesse estado.

Amostras coletadas a fim de serem analisadas geoquimicamente e petrograficamente tiveram que estar livres da presença de enclaves e diques de qualquer natureza, para não haver influência dessas feições secundárias nos resultados, ou seja, contaminação. Em casos especiais, foram confeccionadas lâminas relativas aos contatos dos corpos ígneos com suas rochas encaixantes, bem como dos enclaves presentes nos mesmos, buscando-se feições

petrográficas de interesse, tais como assimilação e transformações mineralógicas. Porém estas amostras não foram analisadas geoquimicamente.

## 4.3 – ETAPAS DE LABORATÓRIO

### 4.3.1 – Petrografia

As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN) a partir de amostras coletadas durante o mapeamento geológico. Para a confecção das lâminas foram determinados os cortes a serem feitos, a fim de serem laminadas porções representativas da rocha ou que continham feições de interesse, observadas previamente em afloramento ou amostra de mão.

As descrições das lâminas foram realizadas no microscópio petrográfico Carl Zeiss® Axioskop 40, identificando-se a mineralogia essencial, acessória e secundária, bem como texturas e estruturas. A partir desta etapa foram selecionados as amostras para análise geoquímica envolvendo os elementos maiores, menores e traços.

### 4.3.2 – Preparação de amostras para geoquímica

A seleção das amostras a serem analisadas quimicamente (Tabela 2) envolveu os seguintes critérios: seleção de amostras em campo e grau intempérico da amostra em lâmina petrográfica. Após serem selecionadas, as amostras foram cortadas em briquetes (*slabs*), no Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN), sendo posteriormente quebradas com martelo até o material alcançar o tamanho de fragmentos entre 1 e 4 cm, tornando o mesmo adequado para cominuição em um pequeno britador de mandíbulas do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). Ao passar nesse britador o material atingia a granulometria de areia média - grossa, sendo processado posteriormente em um moinho de panela de carbeto de tungstênio por 3 minutos até atingir uma granulometria inferior a 200 *mesh*, que corresponde a granulação adequada para a análise química do material.

**Tabela 2** – Localização geográfica das amostras analisadas quimicamente.

Amostra	Coordenadas UTM (Córrego Alegre 23S)		Rocha
EL-4a	569947	7685367	Facies média
EL-5	570181	7684650	Facies média
EL-10	571187	7682613	Facies média
EL-53c	571396	7677036	Facies grossa
EL-58	571086	7677834	Facies média
EL-59	571146	7677824	Facies média

#### **4.3.3 – Análise química**

As análises químicas para elementos maiores, menores e traços foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), a partir do uso de um espectrômetro de fluorescência de raios-X Phillips modelo PW 2400 com tubo de Rh.

A perda ao fogo foi determinada através da comparação do peso da amostra antes e depois da mesma ser aquecida por 30 minutos a 950° C. Os elementos maiores foram detectados a partir da fusão de 1,2g de pó do material com tetraborato de lítio (LiBr). Os elementos traços foram determinados com 7g do pó da amostra, prensada com 1g de aglutinante *wax*. Os elementos leves foram aferidos com as seguintes condições: detector de fluxo, cristal analisador PET/Ge e potência do tubo de 40kV – 70mA. Os elementos pesados foram analisados com detector selado, cristais analisadores LIF200/LIF200 e potência do tubo de 50kV – 50mA. Com base em análises padrões, o erro analítico relativo estimado foi: Si, Al (< 1%); Fe, Mg e Ca (1-2%); Ti, Na e K (3-5%); P e outros elementos traços ( $\leq$  6%). As curvas de calibração foram obtidas a partir da análise dos seguintes padrões internacionais: NIM-P, 521-84n, GBW07112, GIT-IWG, ANRT, BE-N GIT, PM-S GIT, CRPG BR, AN-G GIT, GBW07104, GBW07110, GBW07111, AC-E, GS-N, MA-N e CRPG GH.

#### **4.3.4 – Análise de imagens no microscópio eletrônico de varredura (MEV)**

Após a etapa de cominuição das amostras para a análise geoquímica foram catados cristais de feldspato (plagioclásio) para a análise no microscópio eletrônico de varredura (LEO S440) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). Como as análises consistiam apenas na visualização morfológica dos cristais de plagioclásio os mesmos foram colados com fita adesiva feita de carbono em *stubs* próprios para o MEV e, posteriormente, foram geradas imagens por detector de elétrons secundários, permitindo assim a visualização de feições provavelmente relacionadas à sericitização dos cristais.

### **4.4 - ETAPA DE ESCRITÓRIO**

Pode ser dividida em uma etapa pré-campo e uma pós-campo. Na etapa pré-campo foi realizada a ampliação xerográfica dos mapas na escala 1:50.000 para a escala 1:25.000. Depois, além de serem entelados, os mapas foram marcados de acordo com suas coordenadas UTM, formando um *grid* para facilitar a localização mais precisa dos pontos em campo. Nesta fase também ocorreu a inserção dos contatos geológicos entre os litótipos aflorantes na área estudada e em áreas adjacentes baseado nos mapas de Souza (2009) e Ávila (não publicado).

A etapa pós-campo correspondeu ao tratamento integrado dos dados de campo e petrográficos, bem como a interpretação dos resultados das análises químicas. Estas últimas foram trabalhadas no software GCDKit da R<sup>®</sup>, a partir do qual foram confeccionados os vários diagramas para elementos maiores, menores e traços, que levaram à classificação geoquímica das rochas e à inferência quanto ao seu ambiente tectônico.

A fase final correspondeu à confecção do mapa geológico no ArcGis 9.2 da ESRI<sup>®</sup> através da digitalização do mapa de campo e plotagem de pontos com o auxílio do *Microsoft*<sup>®</sup> Excel 2000 e elaboração do relatório final da presente monografia. As referências bibliográficas foram organizadas de acordo com as normas da Revista Brasileira de Geociências, tendo como base o volume 38, número 3 de setembro de 2008.

## 5 - NOMENCLATURA ADOTADA PARA OS LITÓTIPOS

Este capítulo relata os critérios utilizados na classificação e na distinção, especialmente em lâmina petrográfica, dos variados litótipos que ocorrem na área estudada. Obviamente será destacada a nomenclatura utilizada para as rochas granitóides, enfoque principal da presente monografia.

A escolha dos nomes a serem atribuídos às unidades plutônicas mapeadas na presente monografia foi baseada no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986), onde o primeiro nome refere-se ao tipo de rocha classificada em campo (e posteriormente em lâmina petrográfica), seguido por um segundo nome que se refere à localidade tipo ou ponto geográfico de referência presente nas redondezas do corpo. Um exemplo seria a designação da unidade de mapeamento granitóide Ritápolis, com o primeiro termo indicando o tipo petrográfico, no caso granitóide pelo fato das rochas se posicionarem em diversos campos do diagrama QAP de Streckeisen (1976), e o termo Ritápolis referindo-se a cidade onde foi identificado o litótipo e que abriga em seus domínios a Serra de Santa Rita, área tipo de exposição do referido granitóide. Cabe destacar, que Quéméneur & Baraud (1982 e 1983) utilizaram a designação Ritápolis para nomear um corpo granítico aflorante na cidade de Ritápolis e no entorno da mesma. A designação de unidades segundo a faciologia do corpo plutônico segue a proposta de Ulbrich *et al.* (2001), que se basearam em características texturais e/ou estruturais discrepantes entre litótipos de um mesmo corpo plutônico. Destaca-se, porém, que a subdivisão faciológica utilizada na presente monografia não possui conotação genética.

Na identificação de **granito** foi utilizado o conceito de Streckeisen (1976) de este ser qualquer rocha plutônica com granulação grossa constituída por quartzo em proporções entre 20 e 60% da soma total de quartzo + álcali feldspato + plagioclásio, e com conteúdo de plagioclásio entre 10 e 65% do total de feldspatos. Este termo sofre a adição, na mineralogia de campo com a vista desarmada, de biotita e, possivelmente, anfibólio e muscovita.

O termo gnaiss foi atribuído em campo a rochas com estruturas típicas de deformação (lineação e foliação marcantes), assim como bandamento gnáissico. Ao contrário de Cherman (2004), na presente monografia o termo gnaiss não remete apenas à rochas apresentando forte segregação metamórfica de minerais em bandas, mas também a uma forte anisotropia (orientação de cristais), gerando tanto lineações, quanto o desenvolvimento de foliação, as quais podem corresponder à características marcantes do litótipo. Rochas com tais atribuições (lineação e foliação marcantes) foram interpretadas como ortognaisses através da observação

da mineralogia da rocha, de sua textura e de sua estrutura homogênea, com o termo **orto** remetendo a natureza ígnea do protólito. A caracterização mineralógica também possibilitou a classificação dessas rochas no diagrama QAP (Streckeisen, 1976).

O termo anfibolito foi utilizado para litótipos máficos onde é visível um bandamento devido à segregação mineral. Esta feição baseia-se na presença de bandas ricas em plagioclásio e de bandas ricas em anfibólio, as quais podem variar em relação à espessura. Na região próxima a área de estudo os anfibolitos foram subdivididos por Vasques (2009) de acordo com parâmetros texturais em: equigranulares, porfiroblásticos granadíferos e inequigranulares porfiríticos.

Por se tratar de um terreno composto principalmente por corpos intrusivos, a observação de enclaves nos mesmos, bem como a descrição e caracterização destes baseou-se na classificação proposta por Didier & Barbarin (1991), que utilizaram como base a natureza e forma dos contatos (**Tabela 3**).

**Tabela 3** - Nomenclatura dos diversos tipos de enclaves e suas principais características segundo Didier & Barbarin (1991).

E N C L A V E S	Termo	Natureza	Contato
	Xenolítico	Pedaço de rocha encaixante	Brusco, anguloso
	Xenocrystal	Cristal isolado estranho à rocha	Brusco, anguloso
	Surmicáceo	Resíduo de fusão (restito)	Brusco, com uma crosta de biotita
	<i>Schlieren</i>	Enclave “triturado”, “brechado”	Gradual
	Microgranular félsico	Dilaceração de margens mais finas	Brusco ou gradual
	Microgranular máfico	Bolhas de magmas coesos	Brusco e anguloso
	Cumulático	Ruptura e dilatação de cumulos	Predominantemente gradual

Para a classificação das rochas metaultramáficas relacionadas ao *greenstone belt* Rio das Mortes foram observadas, principalmente, a mineralogia e a textura. Rochas com cristais centimétricos de anfibólio foram interpretadas como metapiroxenitos, onde o prefixo meta estaria associado ao surgimento de grãos de anfibólio (hornblenda marrom) durante o metamorfismo, enquanto o termo piroxenito estaria relacionado a presença de antigos grãos de piroxênio, que foram substituídos pseudomorficamente por um agregado de grãos de anfibólio, mantendo-se porém a forma primária dos mesmos. Da mesma forma rochas que compunham diques na área estudada foram classificadas como diabásios e metadiabásios pela

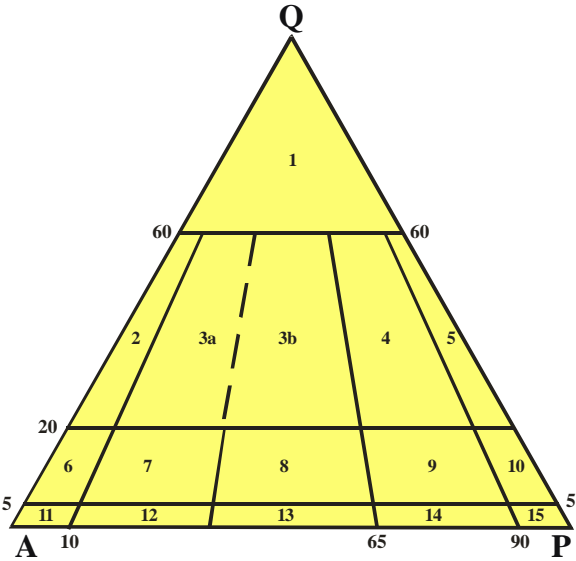


sua mineralogia em campo (piroxênio/hornblenda + plagioclásio). A diferença entre esses termos é devida, exclusivamente, presença de hornblenda nos metadiabásios.

A classificação petrográfica das rochas de natureza plutônica se apoiou nos seguintes critérios: índice de cor (Tabela 4); textura (granulação, grau de desenvolvimento dos cristais e trama), composição mineralógica (utilizando o teor modal de quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio no diagrama triangular QAP - Figura 3) e estruturas de origens diversas (magmáticas e tectono-deformacionais).

**Tabela 4** – Índice de cor segundo proposta de Streckeisen (1976) para a classificação das rochas ígneas na presente monografia.

Índice de cor	Teor de minerais máficos
Hololeucocrática	0-5%
Leucocrática	5-35%
Mesocrática	35-65%
Melanocrática	65-90%
Ultramelanocrática	90-100%



**Figura 3** - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) utilizado para a classificação das rochas plutônicas da área estudada. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemitó. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali-feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro.

A granulação adotada para as rochas ígneas (Tabela 5) corresponde à proposta de Williams *et al.* (1970). A determinação da granulação durante o estudo das rochas do granitóide Ritópolis foi de suma importância na designação em campo das unidades de mapeamento definidas pelas facies texturais expostas no corpo plutônico.

**Tabela 5** - Tamanho dos grãos (Williams *et al.*, 1970) adotado para a classificação da granulação das rochas ígneas na presente monografia.

GRANULAÇÃO	TAMANHO DOS CRISTAIS
Muito grossa	> 3 cm
Grossa	5 mm a 3 cm
Média	1 a 5 mm
Fina	< 1 mm

Quanto ao grau de desenvolvimento dos grãos também foi adotada a classificação de Williams *et al.* (1970), onde grãos idiomórficos têm suas faces cristalinas bem desenvolvidas; grãos hipidiomórficos as têm desenvolvidas parcialmente; e xenomórficos não apresentam faces cristalinas desenvolvidas. Esta classificação foi utilizada na identificação de feições magmática observadas durante as análises petrográficas.

A petrotrama de uma rocha corresponde à combinação dos vários parâmetros citados acima (granulação e grau de desenvolvimento dos grãos) gerando padrões como: afanítica (minerais reconhecidos apenas em microscópio petrográfico); fanerítica (minerais reconhecidos a olho nu ou com lupa de 10x) equigranular (de mesmo tamanho) fina, média ou grossa; fanerítica porfirítica (fenocristais que se destacam em uma matriz mais fina); e fanerítica inequigranular seriada (variação no tamanho dos minerais sem uma granulação em destaque).

Para a identificação de microestruturas (foliação) e determinação de sua gênese (magmática ou tectônica) foi utilizado como base o trabalho de Paterson *et al.* (1989) que classifica a foliação encontrada em granitos como:

- 1) Foliação de fluxo magmático;
- 2) Foliação de fluxo submagmático;
- 3) Foliação deformacional em alta temperatura no estado sólido;
- 4) Foliação deformacional em baixa temperatura no estado sólido.

O primeiro item refere-se à foliação desenvolvida durante a ascensão do corpo ígneo por processos convectivos dentro da câmara magmática, com mínima interação entre os cristais dentro do magma. Estes podem girar (*rigid-body rotation*) livremente sem se tocar durante a convecção, num comportamento típico de suspensão. O que distingue o primeiro item do segundo seria a proporção de fusão crítica no magma para os cristais se moverem sem interação entre si. Estudos experimentais inferem uma quantidade mínima de 30% de fusão do

volume da câmara magmática para a ocorrência de foliação de fluxo magmático em granitos, enquanto que valores menores a 30% seriam propícios para o desenvolvimento de fluxo submagmático, onde os cristais se tocam em maior escala e há um caráter rúptil atribuído a deformação, mediante atuação de fluxos turbulentos na câmara magmática e/ou durante a alocação dos corpos ígneos (Arzi, 1978; Van der Molen & Paterson, 1979).

Os dois outros tipos de foliação (deformacional no estado sólido) diferem apenas na temperatura em que o processo deformacional ocorreu. Deformação em alta temperatura geralmente produz rochas com estruturas gnáissicas quando associadas a eventos tectônicos regionais onde a alocação do plúton está condicionada a estruturas dúcteis ativas (zonas de cisalhamento) ou ao posicionamento de um corpo granítico a grandes profundidades, durante colisões entre placas, onde o mesmo é submetido a um regime de strain heterogêneo. Foliações desenvolvidas em baixa temperatura têm sua gênese relacionada às seguintes situações: durante o *emplacement* do diápiro magmático e subsequente processo de *ballooning* do mesmo; deformação regional após a alocação do plúton em níveis crustais rasos; ou uma combinação dos itens anteriores (Paterson *et al.*, 1989).

Nesta monografia foram trabalhados os aspectos de distinção entre os tipos de foliação através de análises de campo e, principalmente, de lâmina petrográfica, sem atribuir com veemência à natureza do evento gerador da foliação (tectônico ou magmático).

## 6 – COMENTÁRIOS DOS TRABALHOS PRÉVIOS

A geologia da cidade de Ritápolis e seus arredores foi bastante modificada ao longo dos anos, principalmente na cartografia dos contatos litológicos entre o corpo plutônico que aflora na região e suas rochas encaixantes, bem como em relação aos diversos nomes atribuídos a esse corpo. Essas mudanças refletem à evolução do conhecimento geológico em decorrência do extensivo mapeamento desenvolvido, e principalmente em relação à correlação de unidades rochosas locais com aquelas de âmbito regional.

As diferentes designações atribuídas as rochas hoje agrupadas sob a designação de granitóide Ritápolis (Ávila, 2000) exemplificam a evolução do conhecimento geológico tanto local, quanto regional. Os primeiros trabalhos sobre esse corpo remetem à década de 40 (Guimarães & Guedes, 1944) que caracterizaram a presença de um granito (e corpos pegmatíticos) nas proximidades da vila de Santa Rita, hoje a cidade de Ritápolis. Após um longo hiato, Quéméneur & Baraud (1982 e 1983) agruparam as rochas graníticas e gnáissicas aflorantes entre as cidades de Tabuões, Cassiterita e Ritápolis no batólito São Tiago (Figura 4), englobando os granitos Tabuões, Cassiterita e Ritápolis. Posteriormente, Pires & Porto Júnior (1986) propuseram o nome de granito Santa Rita para designar as rochas graníticas aflorantes na serra de Santa Rita e arredores. Destaca-se que neste trabalho, os referidos autores propuseram a separação das rochas homogêneas de um corpo granítico (Santa Rita) das rochas claramente gnáissicas, que ocorriam ao sul e ao norte deste corpo. Mais recentemente Ávila (1992 e 2000) manteve a separação das rochas do referido corpo daquelas gnáissicas e caracterizou que o mesmo apresentaria uma grande variedade petrográfica de litótipos, fácies texturais e granulação, designando-o de granitóide Ritápolis. Esta terminologia foi mantida nos trabalhos de Souza (2007, 2009), enquanto Uchôa (2006) voltou a utilizar o termo granito (Figura 5), porém sem que esta designação estivesse associada ao desenvolvimento de trabalhos petrográficos específicos.

Associada aos corpos plutônicos da região, em especial ao granitóide Ritápolis, ocorre uma faixa de rochas de natureza vulcano-sedimentar, que ao longo do tempo recebeu diversas designações. Ebert (1963) utilizou a designação de série Barbacena para os paragneisses e as rochas metabásicas, que se estendem da região de Conselheiro Lafaiete até a região de Nazareno, e de formação Lafaiete para os mica-xistos, quartzitos e queluzitos encontrados nessa mesma região (Figura 6). Pires (1978) renomeou esta sequência de *greenstone belt* Barbacena, propondo que o mesmo seria representado por rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas, metassedimentares e metaplutônicas de composição granodiorítica. Na década de

**MAPA GEOLÓGICO DAS FOLHAS 1: 50.000 DE ZAZARENO E SÃO JOÃO DEL REI - MG**

**LEGENDA**

- LOCALIDADE
- EXTRADA
- RIO
- CONTATO MELIÓICO OBSERVADO
- CONTATO MELIÓICO INFERIDO
- FALHA OBSERVADA
- FALHA INFERIDA
- FALHA DE CAVALANENTO OU EMPURÃO

**ESCALA**

0 1 2 3 4 km

**ROCHAS**

- ROCHAS ULTRABÁSICAS
- METAVULCÂNICAS ACIDÍFICAS
- SABÃO
- MIÉL MANGANESEÍFERO
- ANFIBOLITO
- GNÁISS PINK LÉPTINITO
- GNÁISS MICATITO

**EMBASAMENTO**

- CONSELHEIRO LARIETE
- BARRACANA

**ROCHAS**

- XISTO MILONÍTICO
- PERANITO
- GRANITO
- DIORITO, SABÃO
- ITABIRITO
- QUARTZITO
- XISTO

**ALUVIÕES**

- DIQUE DE SABÃO
- XISTO, FILITO
- CALCÁRIO, SILTITO, CALCÁRIO
- QUARTZITO
- XISTO VERDE, QUARTZITO, MICATITO

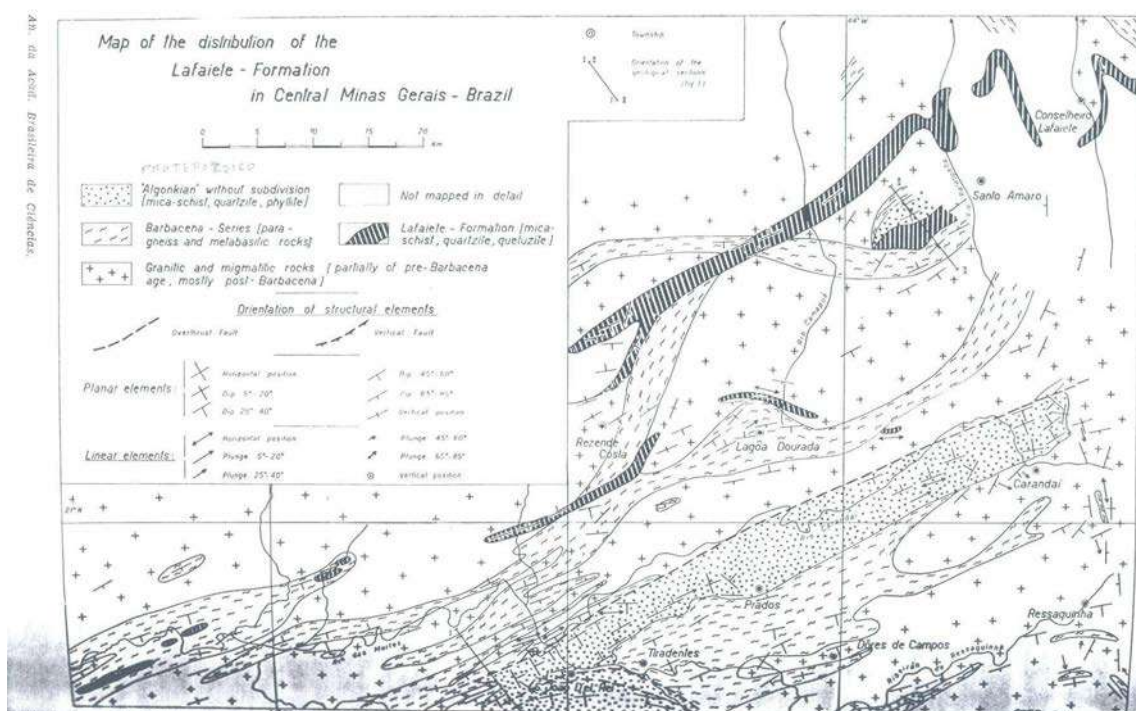
**GRUPO SÃO JOÃO DEL REI**

**GRUPO SÃO JOÃO DEL REI**

**MAPA DE LOCALIZAÇÃO**

18

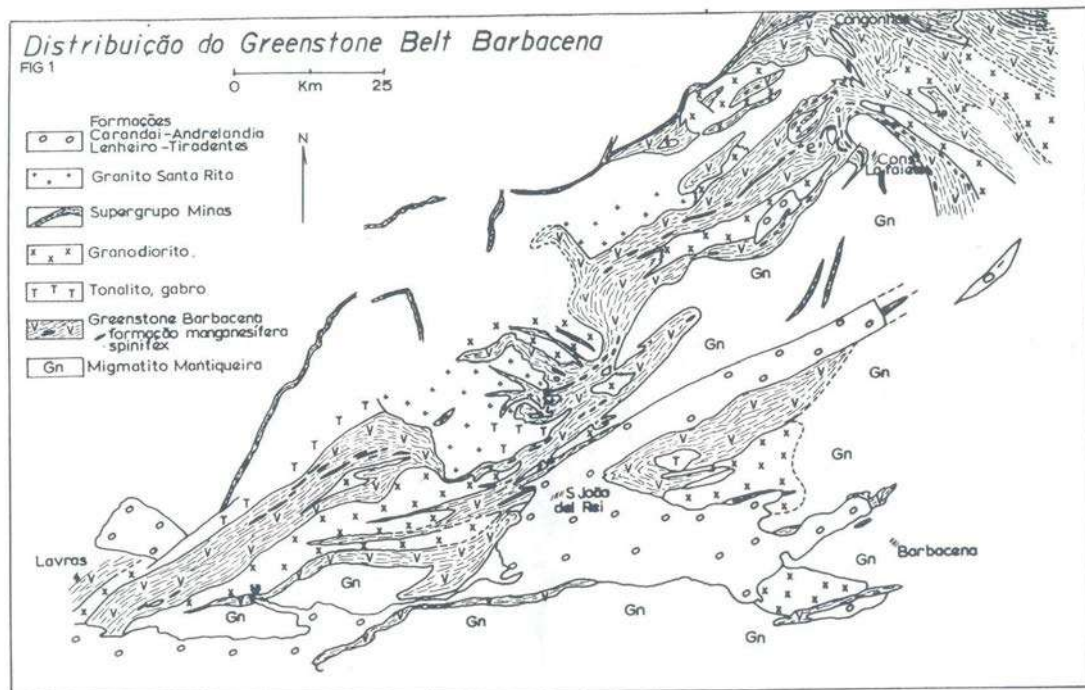




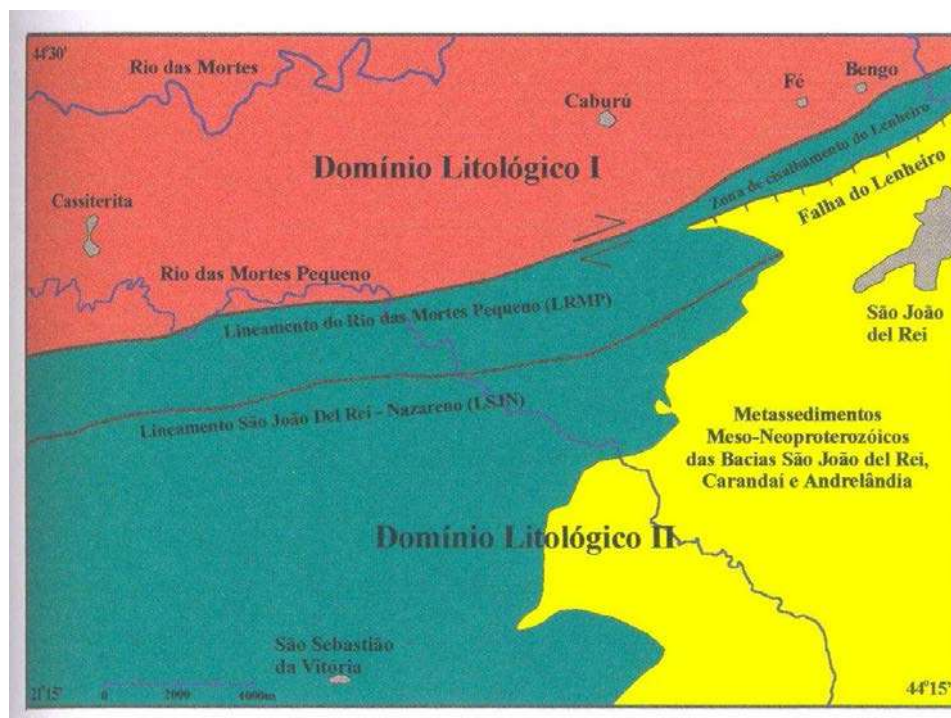
**Figura 6** – Mapa geológico de Ebert (1968) mostrando a distribuição das rochas da série Barbacena, da formação Lafaiele e os granitos pós Série Barbacena.

Posteriormente, Pires *et al.* (1990) agruparam no *greenstone belt* Barbacena (Figura 7) rochas metaultramáficas, metamáficas e metassedimentos de origem química e clástica, que ocorrem entre Lavras e Conselheiro Lafaiele, retirando da mesma os corpos plutônicos granodioríticos gnaissificados. Ávila (2000) observou uma distinção litológica e estrutural nesta seqüência *greenstone belt* e subdividiu a mesma em sucessão *greenstone belt* I (localizada ao norte da zona de cisalhamento do Lenheiro) e sucessão *greenstone belt* II (faixa ao sul da referida zona de cisalhamento) (Figura 8). Neste contexto, Quéméneur & Baraud (1983) já haviam descrito diferenças petrográficas nas rochas anfíbolíticas dessa mesma área, subdividindo-as em anfíbolitos meridionais e anfíbolitos do Rio das Mortes (Figura 4). Toledo (2002) utilizou a designação de *greenstone belt* Barbacena proposta por Pires *et al.* (1990) e sugeriu a separação desse *greenstone* em duas faixas distintas: faixa Rio das Mortes para as rochas que afloravam ao norte do rio homônimo; e faixa Nazareno para as rochas que afloravam ao sul do mesmo rio. Ávila *et al.* (2004) renomearam as sucessões *greenstone belt* I e II de Ávila (2000) designando-as, respectivamente, de *greenstone belt* Rio das Mortes e de *greenstone belt* Nazareno. Segundo estes autores o *greenstone belt* Rio das Mortes compreende predominantemente anfíbolitos toleíticos e espessos pacotes de rochas metassedimentares (filitos e gonditos), enquanto rochas metaultramáficas são muito raras ou

estão ausentes, enquanto no *greenstone belt* Nazareno as rochas metaultramáficas são abundantes e incluem derrames komatiíticos.



**Figura 7** – Mapa geológico de Pires *et al.* (1990) entre as cidades de Lavras e Conselheiro Lafaiete com a distribuição das rochas do *greenstone belt* Barbacena e do granito santa Rita. Destaca-se a separação de rochas granodioríticas mais antigas.



**Figura 8** – Divisão da geologia da região próxima a cidade de São João del Rei em domínios distintos (Ávila, 2000). Em vermelho o Domínio Litológico I, no âmbito da área estudada, onde estão inseridos o *greenstone belt* Rio das Mortes e o granitóide Ritápolis. Em verde o Domínio Litológico II onde está inserido o *greenstone belts* Nazareno.

## **7 - GEOLOGIA REGIONAL**

### **7.1 – INTRODUÇÃO**

A área estudada está inserida na porção meridional do cráton São Francisco e encontra-se relacionada a um terreno paleoproterozóico (cinturão Mineiro), que faz parte do embasamento das bacias Paleo (Estateriano - São João del Rei), Meso (Carandaí) e Neoproterozóicas (Andrelândia). Neste contexto, serão abordados os aspectos evolutivos que moldaram a geologia da borda meridional do cráton São Francisco, com ênfase na evolução paleoproterozóica e geotectônica dos corpos plutônicos, dentre os quais o granitóide Ritápolis.

### **7.2 – CRÁTON SÃO FRANCISCO**

O cráton São Francisco foi definido por Almeida (1977) e estende-se desde o litoral do estado da Bahia, passando pela sua região central, englobando o norte do estado de Minas Gerais e terminando em sua região sul (borda meridional), apresentando uma forma semelhante à de uma bengala, quando visto em planta (Figura 9). Este cráton é circundado por faixas móveis Neoproterozóicas originadas durante o evento termo-tectônico Brasileiro, que se situam a oeste (faixa Brasília), norte (faixas Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana), sudeste (faixa Araçuaí) e sul (faixa Ribeira) (Figura 9).

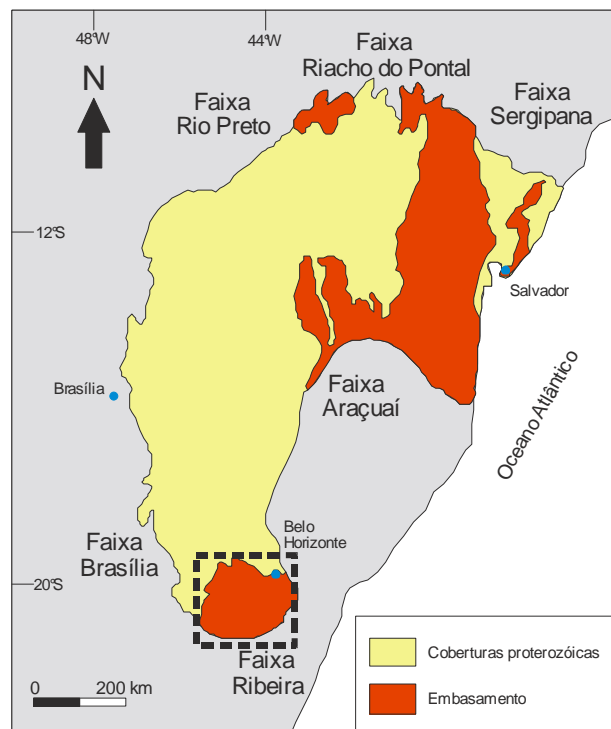
O cráton São Francisco apresenta em seus extremos sul e nordeste porções significativas de seu embasamento expostas, as quais possuem evolução complexa (Arqueana - Paleoproterozóica). Essas porções são separadas por coberturas Paleo-Mesoproterozóicas do supergrupo Espinhaço e do grupo Paranoá, bem como por coberturas Neoproterozóicas do supergrupo São Francisco (bacia do São Francisco) e por sedimentos Fanerozóicos (Sanches *et al.*, 2007). Alkmin (2004) sugeriu que a evolução dos dois blocos Arqueanos - Paleoproterozóicos supracitados poderia ter sido semelhante, sendo que alguns eventos geológicos teriam sido correlatos. Neste sentido, podem ser citados o evento Jequié (Brito Neves *et al.*, 1980) observado no bloco nordeste e o evento Rio das Velhas (Machado & Carneiro, 1992) no bloco sul, cujas idades variam entre 2,8 e 2,6 Ga. Porém, a presente monografia envolverá somente a descrição da evolução geológica da borda meridional do cráton São Francisco, ou seja, do bloco sul do mesmo (Figura 9).

### **7.3 – BORDA MERIDIONAL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Inicialmente, foi caracterizado na borda meridional do cráton São Francisco dois grandes conjuntos com evolução cronológica distintas, sendo um relacionado ao Arqueano e



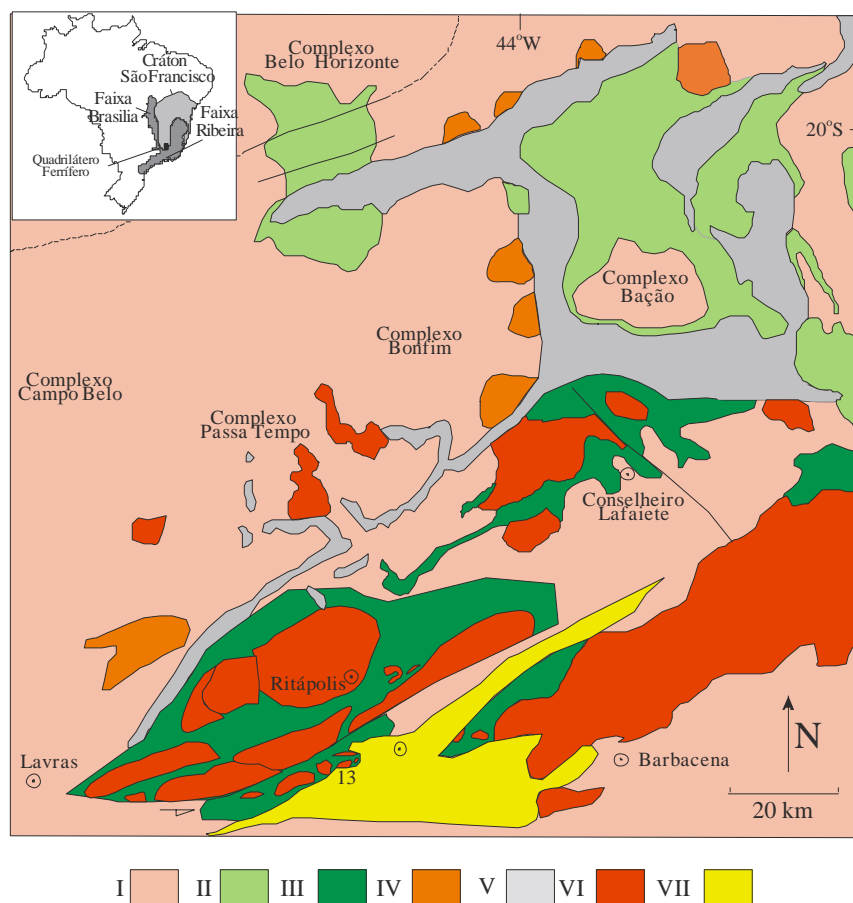
outro ao Paleoproterozóico (Teixeira, 1982), este último designado posteriormente de cinturão Mineiro (Teixeira, 1985; Teixeira & Figueiredo, 1991). Carneiro (1992) subdividiu a evolução geológica arqueana do segmento entre as cidades de Bonfim, Campo Belo e Belo Horizonte, destacando a formação e a remobilização de crosta durante o Mesoarqueano, enquanto o Neoarqueano foi caracterizado pela formação de ampla crosta continental e oceânica associada à orogênese Rio das Velhas.



**Figura 9** – Vista em planta do cráton São Francisco circundado por faixas móveis do Neoproterozóico (Teixeira *et al.*, 2000). O embasamento Arqueano - Paleoproterozóico onde está inserida a área estudada na presente monografia está evidenciado pelo quadrado pontilhado.

O terreno arqueano encontra-se geograficamente presente na porção norte da borda meridional do cráton São Francisco (**Figura 10**) e é separado do conjunto Paleoproterozóico pelo Lineamento Jaceaba - Bonsucesso (Campos, 2004). O terreno arqueano é composto por:

- 1) Complexos metamórficos representados por gnaisses (TTG e bandados), migmatitos, enderbitos e charnockitos (Herz, 1970);
- 2) Supergrupo Rio das Velhas, representado por rochas metaultramáficas komatiíticas, anfibolíticas e metassedimentares (Dorr, 1969) e;
- 3) Corpos plutônicos tonalíticos, granodioríticos e graníticos de idades entre 2,78 e 2,55 Ga, que são intrusivos nos complexos metamórficos Mesoarqueanos (Teixeira *et al.*, 2000).



**Figura 10** – Mapa de Ávila (2000) modificado de Pedrosa Soares *et al.* (1994) exibindo as principais unidades que compõe a geologia da borda meridional do cráton São Francisco. I – Complexos arqueanos; II – *Greenstone belt* Rio das Velhas; III – *Greenstone belt* (Nazareno, Dores do Campo e Rio das Mortes); IV – Corpos plutônicos neoarqueanos; V – Supergrupo Minas; VI – Corpos plutônicos paleoproterozóicos; VII – Megassequências São João del Rei, Carandaí e Andrelândia.

Os complexos metamórficos Arqueanos (Bonfim, Belo Horizonte, Caeté, Campo Belo e Passa Tempo) remetem sua evolução geológica a dois eventos de formação significativa de crosta a partir de 3,0 Ga (Noce *et al.*, 1998), com picos de retrabalhamento entre 2900 – 2850 Ma. Esta interpretação foi embasada nas idades U-Pb de migmatização dos gnaisses do complexo Belo Horizonte ( $2860 \pm 14$  Ma).

A partir de 2780 Ma é registrada a ocorrência do primeiro evento tectonotermal atribuído à orogênese Rio das Velhas (Machado & Carneiro, 1992). Este evento é marcado pela intrusão de corpos plutônicos nos complexos metamórficos do Quadrilátero Ferrífero, que correspondem ao tonalito Samambaia ( $2780 + 3/-2$  Ma), ao granodiorito Mamona ( $2721 \pm 3$  Ma) e ao granito Brumadinho ( $2703 + 24/-23$  Ma), este último marcando o fim desse evento (Carneiro, 1992). O início da deposição das rochas do supergrupo Rio das Velhas, que ocorre nos arredores da cidade de Belo Horizonte, também é relacionado a este evento através de relações de campo com os corpos acima citados e dados geocronológicos obtidos em rochas

vulcânicas félsicas do grupo Nova Lima, cujas idades U-Pb variaram entre  $2772 \pm 6$  Ma e  $2776 \pm 27/-10$  Ma (Machado *et al.*, 1992).

Endo (1997), baseando-se em padrões estruturais, subdividiu a orogênese Rio das Velhas em 3 eventos, sendo o mais antigo muito semelhante ao proposto por Carneiro (1992). O segundo evento foi batizado de evento Rio das Velhas II (2658 – 2612 Ma) e relaciona-se com a deposição do grupo Maquiné, enquanto o terceiro evento (Rio das Velhas III, 2612 – 2555 Ma) marca a deformação deste grupo. Posteriormente, Campos & Carneiro (2008) relacionaram ao segundo evento a intrusão do granito Salto do Paraopeba ( $2612 \pm 3$  Ma - Noce *et al.*, 1998) e a migmatização das rochas do complexo Passa Tempo em  $2599 \pm 45$  (Campos *et al.*, 2003), apesar da correlação do último ter sido feita a partir da margem de erro da idade.

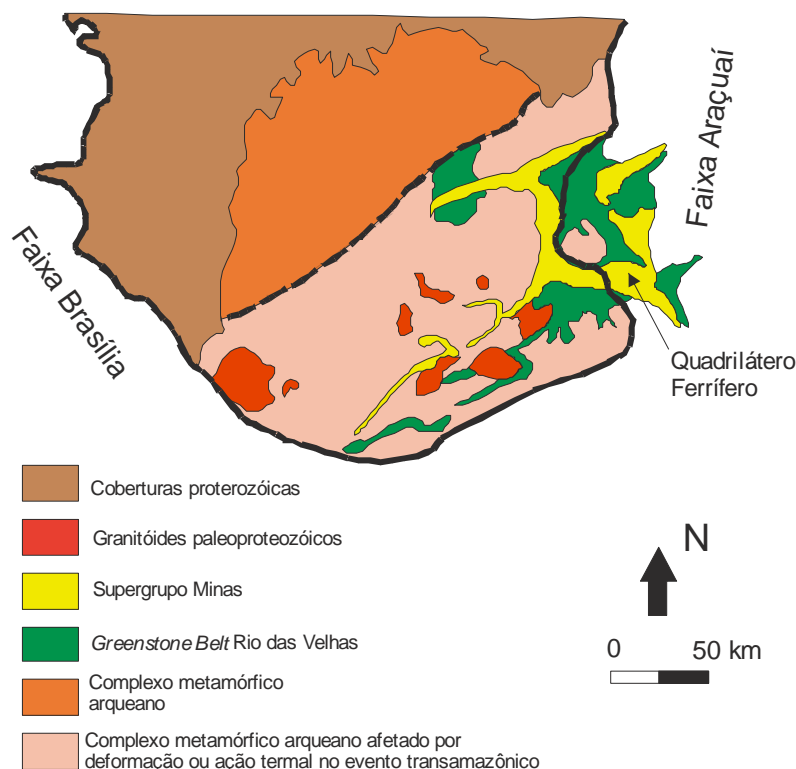
No período compreendido entre 2600 – 2500 Ma ocorreu a estabilização da plataforma cratônica composta por gnaisses mesoarqueanos (remobilizados ou não durante a orogênese Rio das Velhas), bem como por intrusões tonalíticas-graníticas (associadas a arcos de ilha ou arcos continentais) e por rochas do supergrupo Rio das Velhas (Machado *et al.*, 1992; Noce, 1995). Nessa margem continental passiva iniciou-se a deposição dos sedimentos plataformais do supergrupo Minas, que correspondem ao marco inicial do domínio paleoproterozóico na parte sul da borda meridional do cráton São Francisco.

## 7.4 - CINTURÃO MINEIRO

Com base em dados geocronológicos obtidos em intrusões ígneas de composição desde gabróica até granítica, Teixeira (1985) propôs o termo cinturão Mineiro e o conceituou como um arco magmático paleoproterozóico. Alkmin (2004) sugeriu um contexto mais amplo para o cinturão Mineiro incluindo gnaisses e migmatitos arqueanos parcialmente retrabalhados no paleoproterozóico, bem como as rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas, do supergrupo Minas e os granitóides paleoproterozóicos (Figura 11).

Noce *et al.* (2000) propuseram a divisão da evolução do cinturão Mineiro em três fases constituindo um ciclo de Wilson completo. A primeira fase envolveu o desenvolvimento de uma margem passiva com a deposição dos sedimentos da bacia Minas entre 2,56 e 2,42 Ga. Neste contexto, a bacia Minas ocorre expressivamente no Quadrilátero Ferrífero, recobrindo discordantemente rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas e dos complexos metamórficos arqueanos. Destaca-se que rochas da bacia Minas se estendem através de uma estreita faixa de

direção SW-NE aos arredores da cidade de Bonsucesso, onde constituem a serra homônima (Figura 10).



**Figura 11** – Configuração do cinturão Mineiro segundo Alkmin (2004) englobando além dos granitóides paleoproterozóicos as rochas do supergrupo Minas e as unidades arqueanas retrabalhadas no Paleoproterozóico.

A segunda fase foi marcada pela inversão da margem passiva para uma margem ativa do tipo andina, que corresponde ao extenso terreno de corpos plutônicos a S-SE do lineamento da Serra de Bonsucesso, incluindo neste segmento os corpos plutônicos da área estudada.

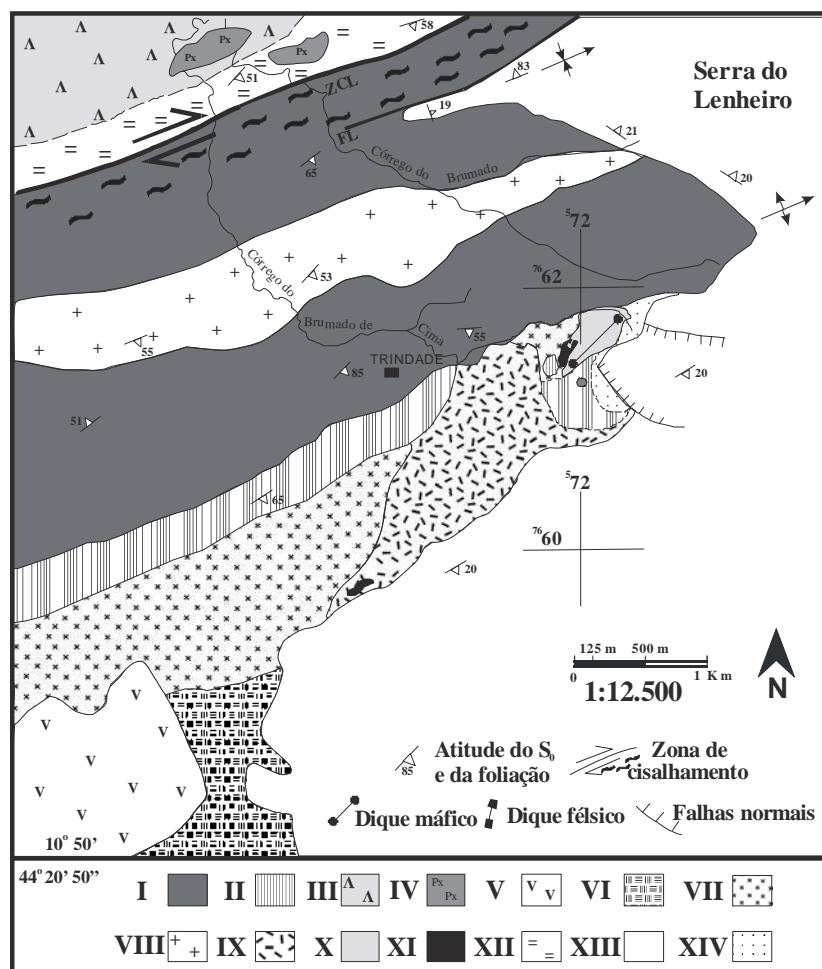
A terceira e última fase de Noce *et al.* (2000) seria representada por uma colisão entre massas continentais desenvolvida entre 2,1 e 2,0 Ga. Esta foi proposta com base em idades de remobilização em titanita e monazita (U-Pb) obtidas em rochas do complexo Bação (Arqueano), que corresponderiam ao pico do metamorfismo desenvolvido nas rochas do cinturão Mineiro entre 2060 e 2030 Ma (Machado *et al.*, 1992).

A proposta da segunda fase de Noce *et al.* (2000) foi mudada por Ávila (2000) e Ávila *et al.* (2004, 2006 e 2007), que subdividiram o evento formador dos corpos plutônicos em pelo menos dois conjuntos diferentes, com idades de cristalização de 2220 a 2200 Ma e 2190 a 2121 Ma, respectivamente. Neste sentido, Ávila (2000) propôs evolução episódica e policíclica com a participação de mais de um evento de consumo de crosta oceânica. O pulso

mais antigo é representado pelos corpos ao sul da zona de cisalhamento do Lenheiro, que ocorrem a noroeste da Serra do Lenheiro (Figura 12). Dentre esses corpos destacam-se: o quartzo-diorito do Brito ( $2221 \pm 2$  Ma – Ávila *et al.*, 2005), gabro São Sebastião da Vitória ( $2220 \pm 3$  Ma - Valença *et al.*, 2000), granodiorito Brumado de Cima ( $2219 \pm 25$  Ma - Ávila *et al.*, 2007) e o granodiorito Brumado de Baixo ( $2218 \pm 3$  Ma - Ávila *et al.*, 2005). Os plútons localizados na parte norte da zona de cisalhamento do Lenheiro são mais novos e a referida zona de cisalhamento foi interpretada por Ávila (2000) e Ávila *et al.* (2006) como uma feição que marcaria a colagem entre esses dois domínios. Dentre os corpos mais novos destacam-se: o ortognaisse Fé ( $2191 \pm 9$  Ma - Teixeira *et al.*, 2008), o quartzo-monzodiorito Glória ( $2188 \pm 29$  Ma - Ávila *et al.*, 2006), o tonalito/trondhjemito Cassiterita ( $2162 \pm 10$  Ma - Ávila *et al.*, 2003), o diorito Rio Grande ( $2155 \pm 3$  Ma – Cherman, 2004), o diorito Brumado ( $2131 \pm 4$  Ma - Ávila, 2000) e o granitóide Ritápolis ( $2121 \text{ Ma} \pm 7 \text{ Ma}$  - Ávila, 2000), este último representando o mais tardio pulso magmático félsico Riacciano da região objeto de estudo desta monografia.

Ainda incluem-se neste terreno ao norte da zona de cisalhamento do Lenheiro dois corpos gnáissicos, o ortognaisse São Tiago ( $2050 \text{ Ma} \pm 12 \text{ Ma}$  - Silva, 2006) e o ortognaisse Resende Costa, que ocorrem, respectivamente, na borda noroeste e na borda nordeste do granitóide Ritápolis. Embora a idade supracitada obtida para o ortognaisse São Tiago indique que este seja mais novo que o granitóide Ritápolis, Souza (2009) apresentou relações de campo evidenciando que o granitóide Ritápolis seria intrusivo no gnaisse São Tiago e desta maneira, mais novo que o mesmo.

É interessante entender a evolução geológica das bacias Minas, Sabará e Itacolomi, que atuaram como importante marcador na evolução tectônica paleoproterozóica da borda meridional do cráton São Francisco e, logicamente, do cinturão Mineiro. A sedimentação plataformar que originou a formação Moeda (grupo Caraça - supergrupo Minas) iniciou-se próximo a 2600 Ma, idade máxima de deposição obtida a partir da datação de zircões detríticos presentes nesta (Machado *et al.*, 1993), sob uma plataforma composta por rochas Meso-Neoarqueanas. O período entre 2600 Ma e 2420 Ma representa o desenvolvimento de parte da bacia plataformar Minas, com a deposição das ardósias da formação Gandarela, topo do grupo Itabira, em 2420 Ma (Babinski *et al.*, 1995).



**Figura 12** - Mapa geológico da região próxima ao vilarejo de Trindade mostrando os corpos da suíte Serrinha (Ávila *et al.*, 2007). I - Rochas metaultramáficas vulcânicas (komatiíticas) e subvulcânicas com restritas ocorrências de rochas metapelíticas e quartzíticas do greenstone belt Nazareno. II - Rochas anfibolíticas do greenstone belt Nazareno. III – Greenstone belt Rio das Mortes: rochas anfibolíticas com espessos pacotes de pelitos e quartzitos. Presença restrita de gnaisses e rochas metaultramáficas. IV – Remanescentes de corpos piroxeníticos – gabróicos. V - Gabro São Sebastião da Vitória (2220 ± 3 Ma). VI - Rochas quartzo dioríticas e anfibolíticas indivisas. VII - Quartzito diorito do Brito. VIII - Granodiorito Brumado de Baixo. IX - Granodiorito Brumado de Cima. X - Corpos granofíricos. XI - Rochas subvulcânicas – vulcânicas félsicas (andesitos, dacitos, riólitos). XII - Gnaiss Granítico Fé (2191 ± 9 Ma). XIII - Megassequências São João del Rei (Paleoproterozóico - Estateriano), Carandaí (Mesoproterozóico) e Andrelândia (Neoproterozóico). XIV - Sedimentos recentes. ZCL: Zona de Cisalhamento do Lenheiro. FL: Falha do Lenheiro.

Entre 2420 Ma e 2255 Ma (idade do corpo mais antigo do cinturão mineiro, o ortognaiss Nazareno - Cherman & Valença, 2005) inicia-se a inversão de margem passiva para margem continental ativa na borda meridional do cráton São Francisco, quase que diacronicamente estabelece-se o estágio inicial de formação do cinturão Mineiro. Esta mudança de ambiência tectônica está marcada pela diferença estrutural e litológica observada nas sucessões rochosas dos grupos Caraça e Piracicaba em comparação com as do grupo Sabará, tido como o topo da bacia Minas. Esta diferença tectono-sedimentar separa

claramente a bacia plataformar Minas da bacia Sabará, classificada como tipo *flysch* (Dorr, 1969; Machado *et al.*, 1996), e com idade máxima de deposição de  $2125 \pm 4$  Ma obtida em zircão detrítico (Machado *et al.*, 1993).

O período entre 2250 e 2059 Ma marca a idade do abundante plutonismo na região (Noce *et al.*, 2000; Ávila, 2000; Ávila *et al.*, 2003; 2006; 2007; 2008; Cherman, 2004; Teixeira, 2008), bem como a idade da deformação do supergrupo Minas (Endo, 1997) e a remobilização dos complexos arqueanos (Machado *et al.*, 1992). Endo (1997) relacionou a esse período uma paragênese metamórfica da facies anfibolito a N-NW do Quadrilátero Ferrífero (Evento Transamazônico I), enquanto que a S-SW do Quadrilátero Ferrífero, no âmbito da região estudada nesta monografia, Ávila *et al.* (1997; 1999; 2008) identificaram dois pulsos metamórficos observando distintas paragêneses em rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes (ocorrem ao sul do lineamento Jeceaba – Bom Sucesso e ao norte da cidade de São João Del Rei) e em corpos dioríticos aflorantes ao norte da zona de cisalhamento do Lenheiro. Ávila *et al.* (2006 e 2008) subdividiram o evento metamórfico em: Paleoproterozóico I (2250 – 2170 Ma), que atingiu facies anfibolito médio; e Paleoproterozóico II (2131 – 2100 Ma) que alcançou somente facies xisto verde a anfibolito baixo.

Fechando a evolução do cinturão Mineiro temos o evento Transamazônico ocorrido entre 2059 – 1900 Ma (Endo, 1997), que refere-se à deposição e deformação do grupo Itacolomi, que recobre discordantemente o supergrupo Minas. A importância deste episódio ainda é controversa na região. Por fim temos a estabilização tectônica deste terreno paleoproterozóico com posterior subsidência termal e início da deposição das megassequências São João Del Rei (1,8 Ga), Carandaí e Andrelândia de idades Meso-Neoproterozóicas (Valladares *et al.*, 2004).

A história evolutiva do cinturão Mineiro e a pluralidade de arcos magmáticos (Noce, 2005; Ávila *et al.*, 2009) que participaram desta história impõem uma dificuldade em classificar os corpos plutônicos da região, de acordo com o seu posicionamento durante uma orogenia, isto é, corpos pré-sin-tardi tectônicos. Porém, para a utilização desta classificação, torna-se necessário saber qual a idade do corpo em questão, qual a orogenia que o mesmo estaria relacionado e em qual orogenia este teria sido deformado e metamorfizado.

## 8 – GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

### 8.1 - INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico entre as cidades de Ritápolis e Resende Costa permitiu a identificação de seis (6) unidades litoestratigráficas (**Anexo I – Mapa geológico**):

- 1 – Gnaiss tonalítico Ramos composto por bandas claras e escuras, bem como cortado por diques tonalíticos félsicos;
- 2 – *Greenstone Belt* Rio das Mortes: composto por anfibolitos, raras rochas metaultramáficas, quartzitos, gonditos, filitos quartzosos, filitos avermelhados – amarronzados;
- 3 – Ortognaisse tonalítico Resende Costa: compreende rochas tonalíticas, inequigranulares médias a grossas, além de delgados diques leucograníticos;
- 4 – Granitóide Ritápolis: facies média, grossa e pegmatitos associados;
- 5 – Diques de metadiabásio-diabásio;
- 6 – Sedimentos fluviais e coluvionares do Neógeno.

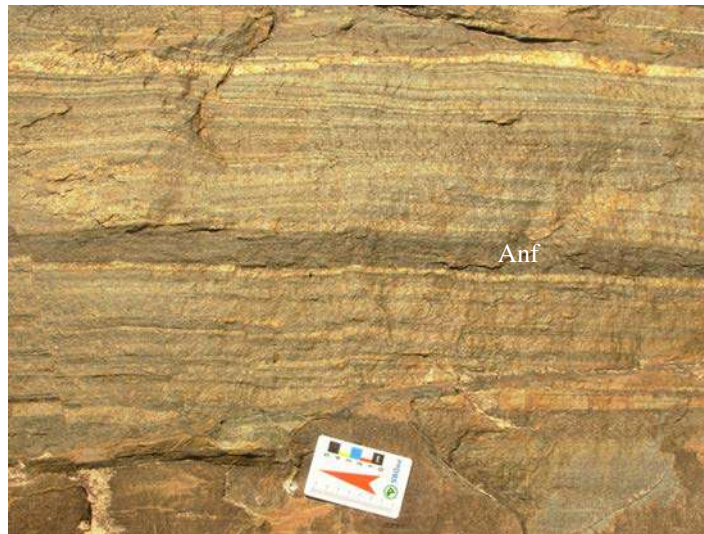
No mapa apresentado não serão delimitados os sedimentos fluviais e coluvionares, que são restritos a planície de inundação do rio Santo Antônio e seus arredores, pois prejudicaria a visualização de um importante lineamento geológico, que foi interpretado na presente monografia como uma falha, pois coloca lado a lado unidades de mapeamento distintas, tais como o granitóide Ritápolis e o ortognaisse tonalítico Resende Costa (**Anexo I – Mapa geológico**).

### 8.2 - GNAISSE TONALÍTICO RAMOS

Esta unidade está restrita a porção centro-sul da área mapeada e seus afloramentos estão dispostos nos arredores do vilarejo de Ramos, onde foi marcado seu principal ponto de exposição (EL-139), nas proximidades da ponte sobre o rio Santo Antônio. A unidade em questão foi batizada conforme sua localização geográfica (próxima ao vilarejo de Ramos), sua composição petrográfica (tonalítica) e quanto ao seu aspecto gnáissico e caráter félsico, que separa claramente estas rochas dos anfibolitos, que afloram no entorno e que foram correlacionados ao *greenstone belt* Rio das Mortes.

A unidade refere-se a um gnaiss composto por bandas escuras anfibolíticas compostas predominantemente por hornblenda, biotita e plagioclásio (melanossoma – **Figura 13**) e por bandas claras tonalíticas (intercalação de níveis brancos e cinzas milimétricos a centimétricos) que são predominantes, representadas essencialmente por plagioclásio, quartzo, biotita e, mais restritamente, por hornblenda e epidoto (leucossoma – **Figura 13**).



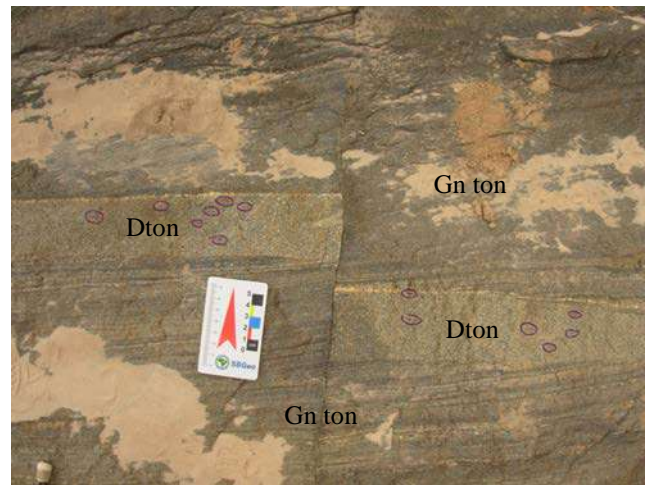


**Figura 13** – Gnaiss tonalítico Ramos que é composto por bandas escuras anfibolíticas (Anf) e por bandas claras (intercalação de níveis brancos e cinzas) milimétricas a centimétricas de composição tonalítica.

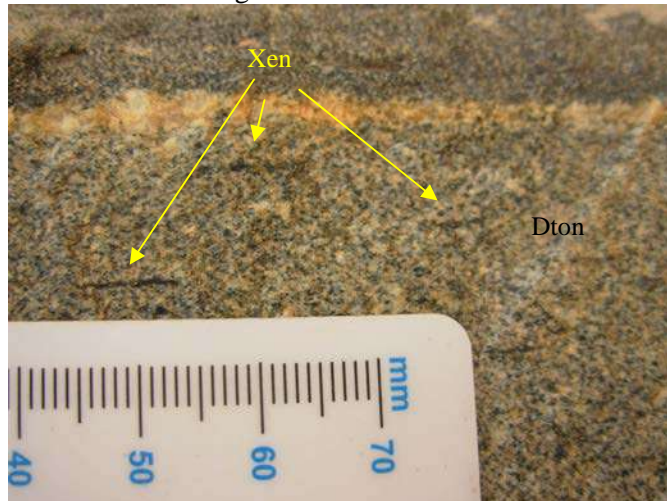
O bandamento do gnaiss tonalítico Ramos é cortado discordantemente (baixo ângulo - **Figura 14**) por uma geração de corpos félsicos plutônicos de composição também tonalítica e compostos de plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Esses corpos plutônicos apresentam uma grande quantidade de micro xenólitos escuros das bandas máficas do gnaiss tonalítico (**Figura 15**), que estão alongados conforme a orientação da deformação desenvolvida no conjunto após a intrusão (**Figura 16**). Também foi caracterizado na borda desses diques uma feição hidrotermal designada de pegmatitização, que é representada pelo crescimento acentuado de grãos de feldspato e quartzo (**Figuras 15 e 17**). Este fenômeno encontra-se provavelmente relacionado à entrada de água e/ou voláteis provenientes das rochas do gnaiss tonalítico Ramos para as rochas do dique félsico, também tonalítico, durante sua fase de cristalização, favorecendo o crescimento dos grãos. Associado a essa intrusão tonalítica também foram observados diversos pegmatitos centimétricos (pegmatito<sub>1</sub>), que foram deformados conjuntamente com o gnaiss tonalítico Ramos (**Figuras 18 e 19**).

Em um contexto geral do afloramento estudado, podemos afirmar que o gnaiss tonalítico Ramos (bandas anfibolíticas e tonalíticas), os diques félsicos tonalíticos e os pegmatitos associados a estes diques (pegmatitos<sub>1</sub>) foram deformados conjuntamente, estando todo o pacote fortemente dobrado (**Figura 19**). Caracterizou-se, ainda, nesse mesmo afloramento a presença de uma fase pegmatítica discordante a foliação principal (**Figura 20**), com espessura variando de centimétrica à métrica. Localmente, esses pegmatitos podem estar orientados conforme a foliação impressa no conjunto anteriormente mencionado (gnaiss tonalítico Ramos + tonalito félsico + pegmatitos<sub>1</sub> - **Figura 21**), indicando que os mesmos

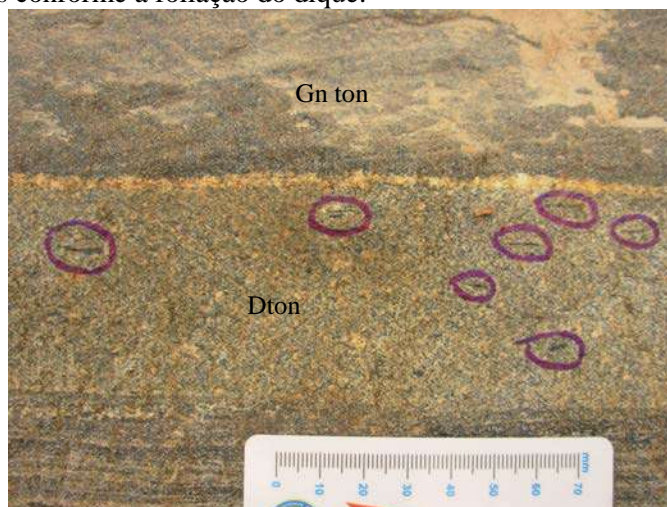
aproveitaram planos de fraqueza pré-existent, possivelmente relacionados à foliação já impressa no gnaiss tonalítico Ramos.



**Figura 14** – Gnaiss tonalítico Ramos (Gn ton) cortado por dique leucocrático tonalítico (Dton) falhado. Notar o truncamento em baixo ângulo entre as bordas da intrusão e o bandamento do gnaiss.

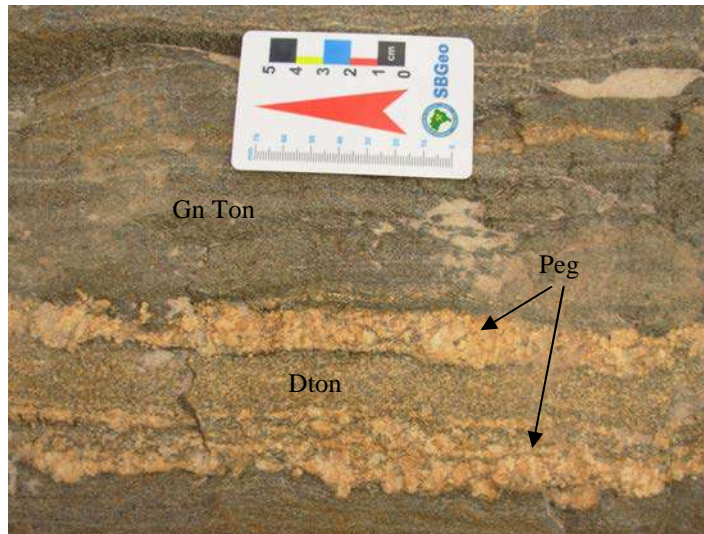


**Figura 15** – Detalhe da Figura 16. Xenólitos (Xen) de uma rocha escura no dique tonalítico (Dton) alongados e orientados conforme a foliação do dique.

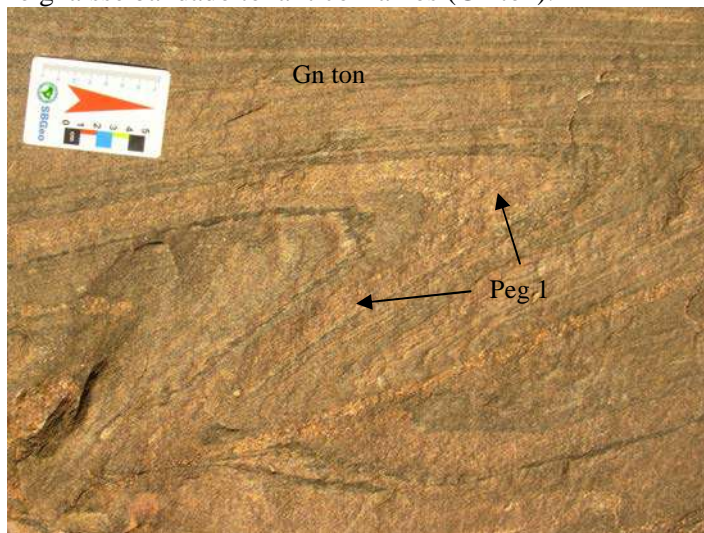


**Figura 16** – Dique félsico de composição tonalítica (Dton) com xenólitos centimétricos (de uma rocha escura) orientados conforme a foliação principal e que faz um pequeno ângulo com a foliação do gnaiss tonalítico (Gn ton).

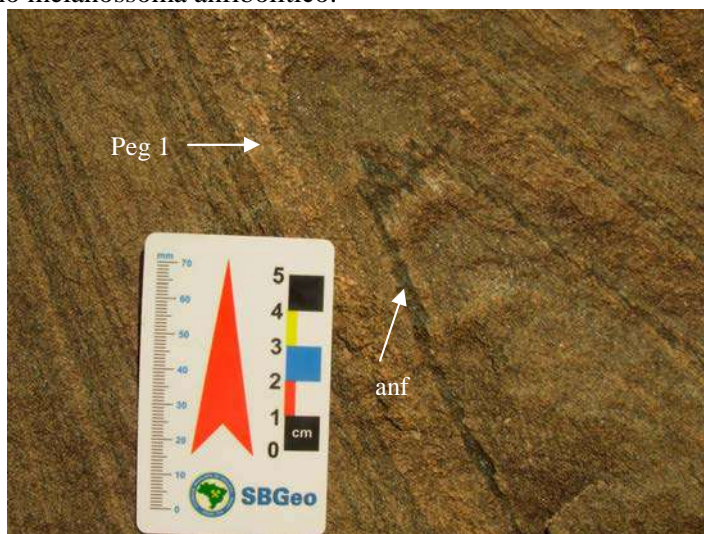




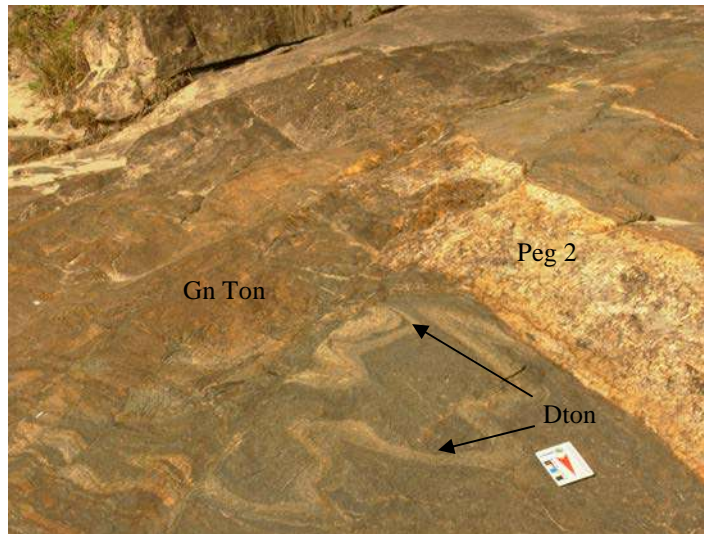
**Figura 17** – Borda pegmatítica (Peg) desenvolvida na região de contato do dique leucocrático tonalítico (Dton) com o gnaiss bandado tonalítico Ramos (Gn ton).



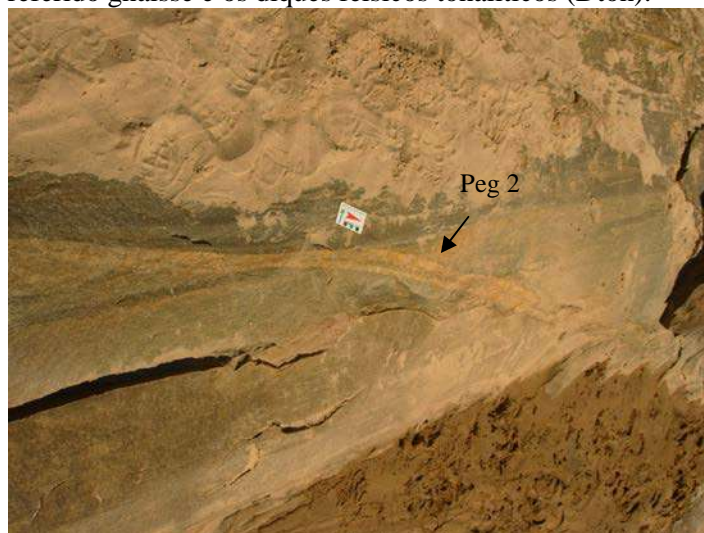
**Figura 18** – Dobras apertadas desenvolvidas no gnaiss tonalítico Ramos (Gn ton), em um pegmatito (Peg 1) associado e no melanossoma anfíbolítico.



**Figura 19** – Detalhe da charneira da dobra mostrada na Figura 20 com dobras parasíticas bem desenvolvidas no pegmatito (Peg 1) e no melanossoma anfíbolítico (anf).



**Figura 20** – Corpo pegmatítico (Peg 2) de espessura métrica intrudindo discordantemente o bandamento presente no gnaiss tonalítico Ramos (Gn ton) e inclusive cortando as charneiras das dobras envolvendo o referido gnaiss e os diques félsicos tonalíticos (Dton).



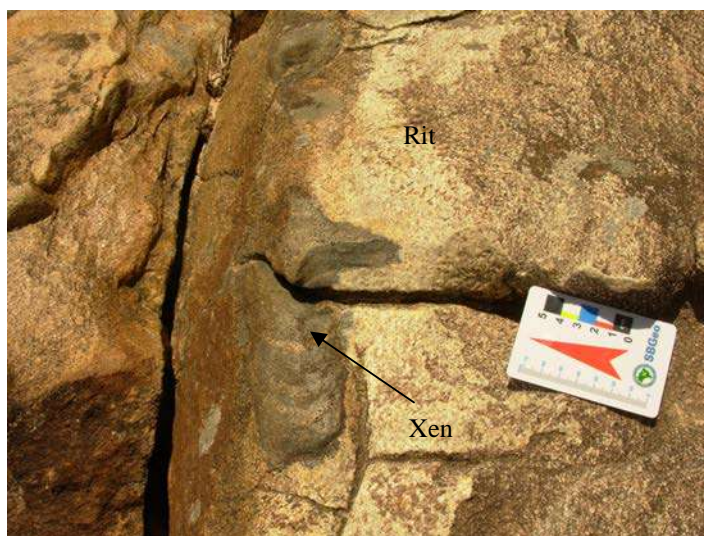
**Figura 21** – Pegmatito (Peg 2) de espessura da ordem de 10 cm, intrusivo conforme a foliação do gnaiss a esquerda da foto, porém cortando a foliação nas porções ao centro e a direita da foto.

Estruturalmente, o gnaiss possui uma foliação definida pelo plano axial das dobras com a mesma atitude paralela - subparalela ao bandamento gnáissico (que caracterizariam os flancos das dobras). A medida obtida foi de  $234^{\circ}/60^{\circ}$  para a foliação com eixo  $298^{\circ}/16^{\circ}$ , medidas em dobras fechadas com dobras parasíticas bem desenvolvidas, principalmente nas charneiras (Figura 19). Esta medida difere fortemente da foliação observada nos anfíbolitos do *greenstone belt* Rio das Mortes, que mergulham entre  $29^{\circ}$  e  $50^{\circ}$  para N e NNE.

O posicionamento estratigráfico desta unidade em relação ao *greenstone belt* Rio das Mortes e ao ortognaiss tonalítico Resende Costa é duvidoso devido a falta de feições indicativas da interação entre os corpos, porém, quanto ao granitóide Ritápolis foi observado



claramente um dique correlacionado ao mesmo cortando o conjunto em questão, inclusive com a presença de xenólitos de até 30 cm do gnaiss tonalítico Ramos (Figura 22).



**Figura 22** – Enclave xenolítico (Xen) do gnaiss em rocha granítica associada ao granitóide Ritápolis (Rit).

### 8.3 – GREENSTONE BELT RIO DAS MORTES

As rochas referentes ao *greenstone belt* Rio das Mortes afloram nas porções sul, oeste e sudeste da área estudada (**Anexo I – Mapa geológico**) compreendendo principalmente litótipos metamáficos e metassedimentares e, muito restritamente, metaultramáficos. Destaca-se que as rochas anfíbolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes estão sendo detalhadas em relação à petrografia e geoquímica pelo estudante Eduardo Henrique Andrade de Guimarães, que irá apresentar os dados na sua monografia de Estágio de Campo IV a ser concluída em março de 2010.

As rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes foram subdivididas quanto à predominância litológica em quatro unidades de mapeamento:

- 1) Unidade metaultramáfica: de ocorrência muito restrita representada por um corpo metapiroxenítico.
- 2) Unidade anfíbolítica: predomina no *greenstone belt* Rio das Mortes, sendo representada por rochas anfíbolíticas finas a médias.
- 3) Unidade anfíbolítica com piroxênio: ocorre como uma faixa de direção NNW-SSE na parte central do mapa e compreende anfíbolitos e gnaisses com piroxênio.
- 4) Unidade metassedimentar: composta por filitos avermelhados, que ocorrem intercalados com gonditos e quartzitos, bem como com filitos quartzosos e amarronzados.

A unidade metaultramáfica está restrita à parte central do mapa, sendo representada por um corpo isolado. É composta predominantemente por rochas metapiroxeníticas com ocorrência muito subordinada de clorita xistos. Os metapiroxenitos apresentam cristais de hornblenda de cor verde escura (formados através da substituição pseudomórfica de grãos euédricos de clinopiroxênio), com granulação variando de 0,8 até 3cm (**Figura 23**). Estes cristais encontram-se imersos em uma massa verde clara de granulação fina, composta essencialmente por cristais de epidoto e anfíbólio (**Figura 23**). Os metapiroxenitos estão comumente associados aos clorita xistos e ocorrem no topo de pequenos morros como blocos *in situ* (**Figura 24**). Normalmente as rochas metapiroxeníticas encontram-se muito intemperizadas, o que dificulta a coleta de amostras adequadas ao estudo geoquímico. Frequentemente as rochas metaultramáficas são cortadas por veios de quartzo centimétricos (**Figura 25**) e por pegmatitos.

No contexto da área mapeada, a unidade metamáfica é o conjunto litológico predominante do *greenstone belt* Rio das Mortes, sendo representada, quase que exclusivamente, por rochas anfíbolíticas. Estas estão distribuídas principalmente na porção

sudeste da área estudada, geralmente sob a forma de bloco (que estão muito intemperizados) ou em saprólitos de coloração avermelhada intensa. As raras exposições de rocha fresca são representadas por litótipos foliados, variando de finos a médios, que apresentam bandas claras e escuras refletindo o predomínio nas bandas claras de plagioclásio e nas escuras de anfibólio. Foram observados veios de epídoto e de quartzo que estão associados ao preenchimento de planos de fratura na rocha, bem como as rochas anfibolíticas são cortadas por diversos corpos pegmatíticos, que, inclusive truncam seus planos de orientação (Figura 26). Quando a foliação é possível de ser aferida, apresenta direção com *trend* NW-SE e ângulo de mergulho entre 40 e 60°.



**Figura 23** – Aspecto em detalhe do metapiroxenito mostrando cristais centimétricos de hornblenda (pseudomórfica de clinopiroxênio) dispersos em uma massa de granulação mais fina esverdeada composta de epidoto e anfibólio.

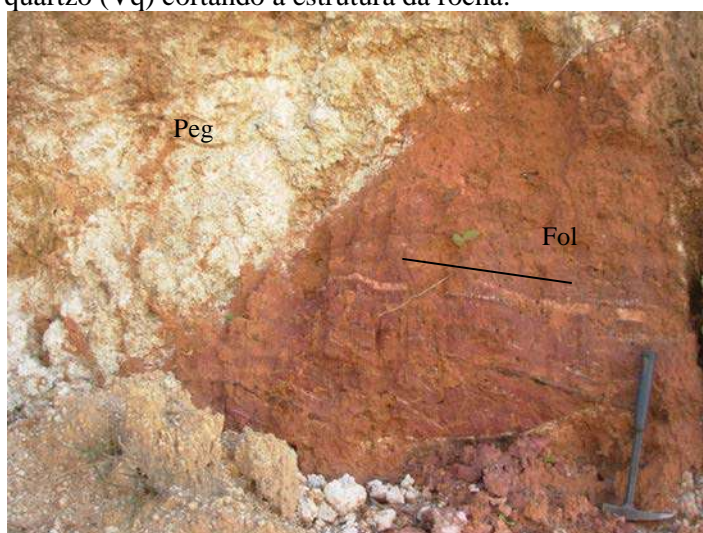


**Figura 24** – Blocos *in situ* no topo do morro, que corresponde a melhor exposição do metapiroxenito na área estudada.





**Figura 25** – Bloco de um metapiroxenito onde observa-se a morfologia encaroçada do mesmo, representada pelos cristais de hornblenda (pseudomórfica de clinopiroxênio). Destaca-se neste bloco a presença de veios de quartzo (Vq) cortando a estrutura da rocha.



**Figura 26** – Saprólito de rocha metamáfica (anfibólito) mostrando corpo pegmatítico (peg) truncando a foliação metamórfica (Fol).

A separação das rochas da unidade anfibolítica daquelas da unidade anfibolítica com piroxênio só foi definida a partir do estudo petrográfico, que o estudante Eduardo Henrique Andrade de Guimarães está realizando em sua monografia de Estágio de Campo IV. Inicialmente as rochas da unidade anfibolítica com piroxênio foram mapeadas juntamente com os litótipos da unidade anfibolítica, devido a grande semelhança do modo de ocorrência dos mesmos em campo. Cabe destacar que os litótipos desta unidade apresentavam cor verde clara, inicialmente atribuída ao epidoto. Porém durante os trabalhos de petrografia caracterizou-se a presença de abundante diopsídio, e desta maneira, a tonalidade verde estaria também associada a este mineral. Em termos gerais, as rochas desta unidade são maciças, finas a médias, apresentam aspecto vítreo e são compostas de clinopiroxênio, plagioclásio, anfibólio e raro quartzo.



O pacote de rochas metassedimentares é representado, principalmente, por filitos de coloração avermelhada e amarronzada (Anexo I – Mapa geológico) e pela associação quartzito-gondito-filito avermelhado. Os filitos geralmente ocorrem muito alterados e expostos em trilhas e cortes de estradas, onde foi possível de se caracterizar intercalações métricas de filitos brancos, avermelhados e amarronzados (Figura 27). Na porção sul da área estudada, próximo ao vilarejo de Penedo está situada uma mina de manganês, onde foram observadas as melhores exposições das rochas metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes. Nesta mina foram identificados níveis quartzíticos amplamente fraturados com percolação de óxido de manganês nas fraturas, bem como espessos pacotes de gonditos (cerca de 1m de espessura), com ocorrência subordinada de filitos avermelhados. Nos arredores da mina de Penedo, foram identificados vários blocos e saprólitos de cor preta, que corresponderiam a exposições bastante alteradas dos níveis manganesíferos.



**Figura 27** – Pacote metassedimentar do *greenstone belt* Rio das Mortes composto por intercalações de filitos (vermelho, cinza e branco) e gondito (gon) na região da Mina de Penedo.

Em relação ao posicionamento estratigráfico das rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes, admite-se que as mesmas são mais antigas que o granitóide Ritápolis, pois rochas metassedimentares tipo filitos avermelhados e gonditos são cortados por diques de pegmatitos

(Figuras 28 e 29) relacionados por diversos autores ao corpo granítico de Ritápolis (Quéméneur & Baraud, 1982 e 1983; Pires & Porto Júnior, 1986; Quéméneur, 1987; Legache & Quéméneur, 1997; Ávila, 1992), bem como foram observados em diversos locais a presença de xenólitos de rochas anfibolíticas no granitóide Ritápolis (Figura 30). Em relação ao gnaiss tonalítico Ramos e ao ortogneiss tonalítico Resende Costa não foram encontradas feições de campo indicativas do posicionamento estratigráfico das rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes em relação a essas unidades.



**Figura 28** – Filito avermelhado (fil) da unidade metassedimentar do *greenstone belt* Rio das Mortes cortado por corpo pegmatítico (peg) correlacionado ao granitóide Ritápolis.



**Figura 29** – Intercalação entre saprólitos de filitos brancos e amarronzados da unidade metassedimentar do *greenstone belt* Rio das Mortes no leito da estrada que liga o vilarejo de Penedo a cidade de Resende Costa.



**Figura 30** – Xenólito oblato e centimétrico de anfibolito da unidade anfibolítica parcialmente digerido em meio às rochas da facies média do granitóide Ritápolis.



## 8.4 - ORTOGNAISSE TONALÍTICO RESENDE COSTA

Esta unidade aflora na porção nordeste da área estudada, a leste do rio Santo Antônio e tem seus principais afloramentos expostos na cidade de Resende Costa que se desenvolveu sobre o mesmo. As rochas desta unidade possuem composição tonalítica (podendo haver variedades granodioríticas), e em campo foram agrupadas em duas subunidades de mapeamento a partir de critérios texturais/litológicos que correspondem as: unidade inequigranular média/grossa e unidade inequigranular fina/média.

### 8.4.1 – Unidade inequigranular média/grossa

Compreende os litótipos expostos nos arredores da cidade de Resende Costa, onde afloram na forma de grandes lajedos. Outra forma de ocorrência dessas rochas é na forma de blocos *in situ* arredondados de tamanho métrico. O solo correspondente a esta unidade é branco amarelado e apresenta mesma cor que os solos originados a partir do intemperismo das rochas do granitóide Ritápolis. Esta feição ocasionou, inicialmente, uma grande dificuldade em se delimitar o contato entre os dois litótipos, porém, com o desenvolvimento dos trabalhos, a presença de uma proeminente lineação mineral nas rochas do ortogneisse Resende Costa e ausência de tal feição nas rochas do granitóide Ritápolis foi um dos critérios mais utilizados para diferenciar as rochas dos dois corpos.

As rochas do ortogneisse tonalítico Resende Costa possuem granulação média a grossa (entre 4 mm a 1 cm), são leucocráticas e compostas por quartzo em fitas, biotita em agregados lenticulares ou estirados e plagioclásio na maioria das vezes epidotizados (Figuras 31 e 32). Os minerais descritos anteriormente ocorrem orientados conferindo à rocha uma forte lineação de estiramento mineral e uma foliação menos marcante, porém perceptível (Figura 32). Este aspecto também foi problemático na distinção entre as rochas gnáissicas e as rochas graníticas do batólito Ritápolis, pois em certas faces que seccionavam a rocha perpendicularmente à lineação não era possível observar o estiramento mineral nem a foliação, com a rocha se assemelhando muito com aquelas da facies grossa do granitóide Ritápolis. A rocha em lâmina petrográfica apresenta feições típicas de um gnaisse como: plagioclásio com bordas recristalizadas com diminuição na granulação do mineral, agregados biotíticos orientados e esmagados entre cristais de plagioclásio e agregados de quartzo com extinção ondulante bem desenvolvida constituindo fitas. Mineralogicamente possui composição tonalítica, raramente granodiorítica, que reflete a escassez de cristais de álcalifeldspato. É notável a presença em algumas lâminas de titanitas euédricas, que constituem junto com zircão e allanita a mineralogia acessória dessas rochas. Apesar da

unidade ser denominada ortogneisse as rochas da mesma não possuem bandamento gnáissico, podendo também serem chamadas de metatonalitos, porém esta denominação foi preterida e o termo gnaiss utilizado na presente monografia.

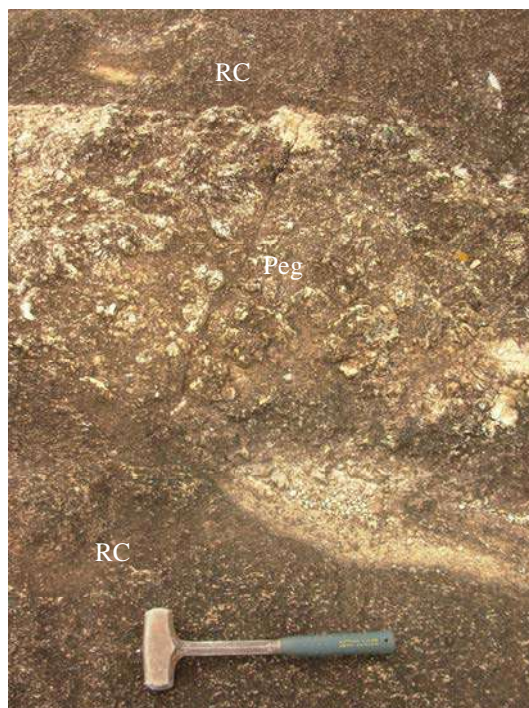
Corpos pegmatíticos cortam as rochas do ortogneisse Resende Costa em diversas direções e possuem espessura variando de centimétrica a métrica (Figura 33). Também foram observados aplitos félsicos de leucogranitos com espessura máxima de 15 cm (Figura 34). Estes são representados por rochas hololeucocráticas compostas basicamente por quartzo e álcali feldspato com pouca biotita, que cortam a rocha em ângulo baixo com a direção de lineação de estiramento mineral (Figuras 35 e 36). Estes corpos leucograníticos são comuns e de fácil observação em afloramentos frescos, conferindo um aspecto único ao ortogneisse Resende Costa.



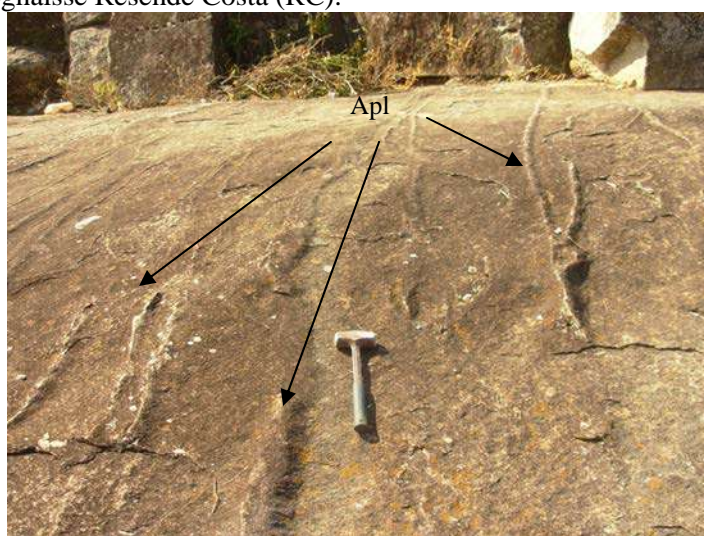
**Figura 31** – Aspecto, em detalhe, da rocha inequigranular média/grossa do ortogneisse Resende Costa. Notar os agregados biotíticos lenticulares definindo a foliação da rocha.



**Figura 32** – Detalhe de um fragmento de rocha parcialmente alterado do ortogneisse inequigranular médio/grosso com maior presença de agregados biotíticos.



**Figura 33** – Dique pegmatítico (peg) de espessura métrica cortando rochas inequigranulares média/grossa do ortogneisse Resende Costa (RC).



**Figura 34** – Lajedo de rocha inequigranulare média/grossa do ortogneisse tonalítico Resende Costa cortada por aplitos leucograníticos (apl) paralelos entre si.

Estruturalmente, a foliação impressa nas rochas do ortogneisse Resende Costa orientam-se para sul (entre 170 e 200°) com mergulhos entre 25 e 38°. Duas medidas apresentaram a mesma direção de *strike* leste-oeste porém com mergulhos para norte, o que pode significar a presença de uma dobra em grande escala. Porém, dobras menores não foram identificadas nos afloramentos devido a orientação mineral ser a feição mais significativa deste gnaiss.

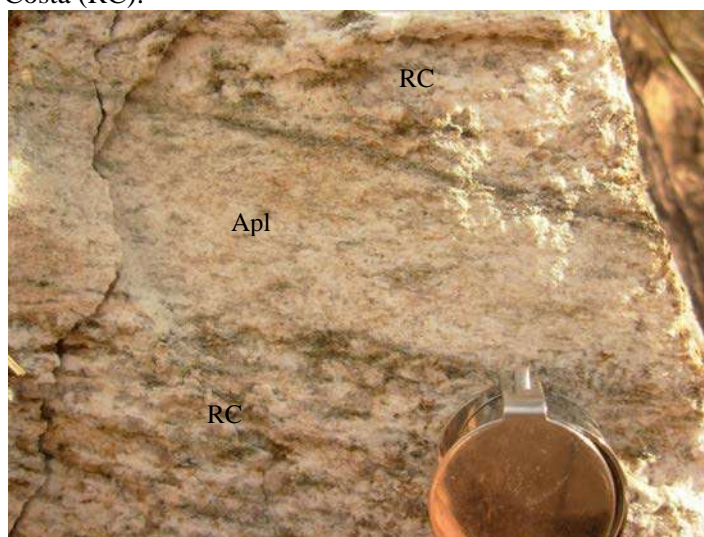
Estratigraficamente o posicionamento do ortogneisse Resende Costa é duvidoso pois não foram observadas relações de campo com as outras unidades identificadas na região.



Sugere-se para esta unidade uma idade anterior à cristalização do granitóide Ritápolis, pelo fato do mesmo não possuir feições deformacionais tão marcantes como aquelas impressas no ortogneisse tonalítico Resende Costa.



**Figura 35** – Aplito félsico de leucogranito (Apl) cortando rocha inequigranular média/grossa do ortogneisse Resende Costa (RC).



**Figura 36** – Detalhe do aplito leucogranítico (Apl) truncando a foliação do ortogneisse tonalítico Ramos (RC). Destaca-se a proporção de minerais máficos nas bordas da intrusão.

Estratigraficamente o ortogneisse tonalítico Resende Costa é mais velho que os diques de metadiabásio-diabásio, que o cortam na porção norte do mapa. Quanto às outras unidades mapeadas na presente monografia o posicionamento estratigráfico do ortogneisse tonalítico Resende Costa é duvidoso, pois não foram observadas relações de campo com as mesmas. Sugere-se para esta unidade uma idade anterior à cristalização do granitóide Ritápolis, pelo fato do mesmo não possuir feições deformacionais tão marcantes impressas no ortogneisse Resende Costa.

#### **8.4.2 – Unidade inequigranular média/fina**

Aflora de forma restrita na porção norte da área estudada na forma de blocos e cristas de morro, e mais raramente em pequenos lajedos. É constituída por dois litótipos: um gnaiss de aspecto semelhante ao descrito na unidade inequigranular média/grossa porém de granulação mais fina e mais máfico, e como filitos brancos avermelhados, que seriam originados a partir do cisalhamento das rochas inequigranulares do ortognaiss Resende Costa.

Os gnaisses médios/finos possuem basicamente as mesmas características litológicas e estruturais dos gnaisses grossos da unidade tonalítica, só que encontram-se associados à rochas filíticas de coloração branca, bem alteradas e friáveis, que constituem cristas de morros e que apresentam foliação com alto ângulo caindo 85° para noroeste.



## 8.5 – GRANITÓIDE RITÁPOLIS

O mapa confeccionado nesta monografia abrange o limite nordeste do batólito Ritápolis, compreendendo as rochas aflorantes a oeste do rio Santo Antônio (**Anexo I - Mapa geológico**). A área referente às rochas do granitóide Ritápolis na região mapeada é representada geomorfologicamente por pequenos morros com baixa declividade e com topo aplainado (**Figura 37**), onde se destaca a serra de Santa Rita (**Figura 38**) nos arredores da cidade de Ritápolis. A área mapeada é contígua à estudada por Souza (2009) que reconheceu em campo e petrograficamente três facies texturais nas rochas que compõe o granitóide Ritápolis, sendo elas: facies fina, facies média e facies grossa. No mesmo trabalho Souza (2009) subdividiu as rochas em 5 (cinco) grupos, conforme sua distribuição nos diagramas geoquímicos, principalmente os que utilizam como variável  $K_2O$ , sendo eles: facies grossa, facies média de baixo  $K_2O$ , facies média de médio  $K_2O$ , facies média de alto  $K_2O$  e facies fina. Na presente monografia foram reconhecidas apenas duas das três facies observadas em campo e petrograficamente por Souza (2009), neste caso a facies inequigranular grossa e a facies inequigranular média. Entretanto, uma nova facies foi proposta como integrante do granitóide Ritápolis, com base em observações de campo e análise petrográfica, tendo sido a mesma designada de facies inequigranular média foliada. Suas características de campo e petrográfica serão descritas nos capítulos a seguir.

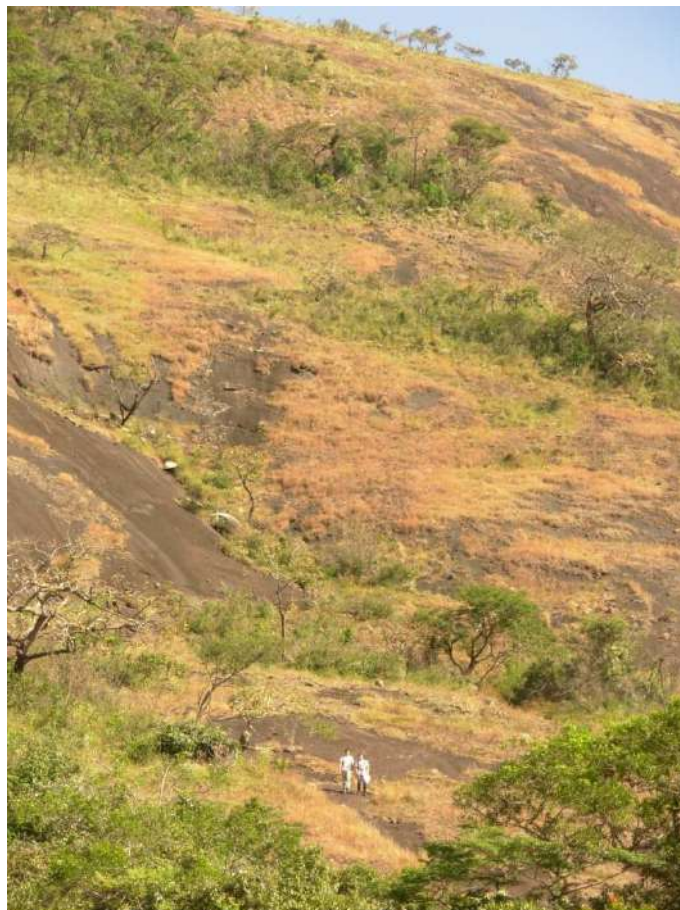


**Figura 37** – Vista panorâmica da área mapeada destacando-se morros com encostas de baixa declividade e topos aplainados onde afloram os litótipos do granitóide Ritápolis.

O posicionamento estratigráfico do granitóide Ritápolis na geologia local foi baseado em feições observadas durante os trabalhos de campo, que apontaram para uma clara relação temporal entre as rochas do mesmo com os anfibolitos do *greenstone belt* Rio das Mortes,

com o gnaiss tonalítico Ramos, com os diques de metadiabásio-diabásio, além dos corpos pegmatíticos. Entre as feições observadas destacam-se:

- i) Dique granítico relacionado ao granitóide Ritápolis corta discordantemente a foliação impressa no conjunto litológico do gnaiss tonalítico Ramos. Fragmentos do gnaiss foram ainda encontrados como xenólitos no referido dique do granitóide Ritápolis (Figura 22);
- ii) Enclaves xenolíticos de rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes ocorrem no granitóide Ritápolis (Figuras 30 e 39);
- iii) Diques de rochas da fácies inequigranular média do granitóide Ritápolis são intrusivos nas rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes;
- iv) Pegmatitos relacionados ao granitóide Ritápolis cortam rochas metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes (Figura 28) e do próprio corpo granítico;
- v) Diques de metadiabásio-diabásio cortam rochas do granitóide Ritápolis.



**Figura 38** – Lajedo do granitóide Ritápolis na serra de Santa Rita (arredores da cidade de Ritápolis) mostrando grandes áreas de exposição de rochas do referido corpo.

O posicionamento cronológico entre o granitóide Ritápolis e o ortognaiss tonalítico Resende Costa é duvidoso, pois não foram encontradas feições de campo que permitissem a

inferência de qual dos corpos seria o mais velho. Porém o fato das rochas do ortogneisse Resende Costa serem foliadas e com uma marcante lineação de estiramento e esta feição não estar impressa nas rochas do granitóide Ritápolis, aponta que as rochas deste último corpo seriam mais novas que o evento deformacional que atingiu as rochas do ortogneisse tonalítico Resende Costa.



**Figura 39** – Enclaves xenolíticos de rocha anfibolítica do *greenstone belt* Rio das Mortes em rocha da facies média inequigranular do granitóide Ritápolis.

Quanto à relação temporal entre as rochas das diferentes facies do granitóide Ritápolis, Souza (2009) descreveu a presença de enclaves autolíticos de formas variadas de rochas da facies inequigranular média dentro de rochas da facies inequigranular grossa, ficando claro que as rochas da facies grossa são mais novas que as rochas da facies média. No desenvolver do presente trabalho não foram encontradas evidências que confirmem ou refutem tal fato, portanto a referida proposta será mantida.

Ainda sobre a relação entre as rochas das facies média e grossa, durante os trabalhos de campo foram encontradas feições que apontam para a interação entre dois magmas félsicos, representadas por zonas onde é possível observar o contato irregular e lobado entre as rochas das duas facies (**Figura 40**).

Muitas vezes a determinação de um contato entre as rochas da facies média e as rochas da facies grossa foi difícil de ser caracterizado em campo, já que o intenso intemperismo atuante nas rochas das duas facies resultou em um solo da mesma cor (amarelo claro ou branco), bem como grande parte dos lajedos apresentarem cor escura homogênea. Além disso, a falta de afloramentos contínuos e a semelhança textural entre as rochas das duas facies em áreas próximas aos seus contatos também dificultaram na sua distinção.





**Figura 40** – Aspecto de um bloco *in situ*, onde é possível de se observar uma clara distinção textural entre as rochas das fácies média (parte mais lisa) e fácies grossa (parte mais rugosa, encaroçada).

### **8.5.1 – Fácies inequigranular grossa**

#### **8.5.1.1 – Aspectos de campo**

As rochas da fácies grossa do granitóide Ritápolis ocorrem como grandes lajedos que constituem encostas e topos aplainados de morros, onde destaca-se a serra de Santa Rita, nos arredores da cidade de Ritápolis (**Figura 38**). Entretanto a maioria das exposições visitadas eram blocos e *boulders in situ* apresentando boa esfericidade e rochas com moderado grau de intemperismo, resultando em feldspatos caulinizados, o que dificultava a classificação faciológica/textural da rocha.

Rochas da fácies grossa afloram nas porções noroeste e sudoeste do mapa geológico confeccionado nesta monografia (**Anexo I – Mapa Geológico**). Estas se encontram intimamente relacionadas às rochas da fácies média, porém apresentam aspecto encaroçado e rugoso em amostras de mão, enquanto as rochas da fácies média possuem um aspecto mais liso (**Figura 40**), feição esta que estaria relacionada diretamente à granulação.

Na porção noroeste do mapa, as rochas da fácies grossa ocorrem como um corpo alongado limitado a sul e leste pelas rochas da fácies média do granitóide Ritápolis, e a leste por uma falha que posiciona as mesmas em contato com os litótipos do ortognaisse tonalítico Resende Costa (**Anexo I – Mapa Geológico**). Na porção mais sudoeste do mapa as rochas da fácies grossa ocorrem parcialmente envolvidas por rochas da fácies média e na porção central faz contato com rochas da fácies média foliada e a leste com rochas anfíbolíticas e metassedimentares do *greenstone belt* Rio das Mortes.

O contato das rochas da facies grossa com as rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes e com os diques de metadiabásio-diabásio foram de fácil caracterização, já que os solos referentes a estas duas últimas unidades possuíam cor vermelho intenso ou marrom, muito diferente do solo referente às rochas da fácies grossa do granitóide Ritápolis, que é branco ou amarelado claro (Figura 41).



**Figura 41** – Diferentes colorações de solos expostos na estrada. O solo branco ou amarelado claro é referente à alteração de rochas do granitóide Ritápolis, enquanto o solo dos diques de metadiabásio-diabásio possui cor vermelha alaranjada.

As rochas da facies grossa variam desde hololeucocráticas a leucocráticas (índice de cor entre 5 e 12%), onde os minerais máficos são representados principalmente por biotita. Compreendem litótipos de textura fanerítica inequigranular seriada e inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspato de até 2 cm. Em geral as rochas possuem granulação entre 4 e 6 mm e são constituídas por k-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Quanto ao grau de desenvolvimento de faces nos grãos, os minerais da fácies grossa possuem caráter hipidiomórfico, que é observado principalmente em agregados de cristais de quartzo, biotita e feldspatos na variedade inequigranular seriada. Quando as rochas possuem textura inequigranular porfirítica os fenocristais de feldspato são idiomórficos e a matriz da rocha, composta por feldspato, quartzo e biotita, hipidiomórfica/xenomórfica.

A foliação impressa nas rochas da facies grossa é incipiente e de difícil visualização em afloramento. Em alguns pontos foi observada uma orientação preferencial de fenocristais de feldspatos (Figura 42), que definem uma foliação proeminente interpretada nesta monografia e por Souza (2009) como magmática. Deste modo foram efetuadas poucas medidas de foliação, pois, além do motivo citado acima, a maioria das exposições eram blocos e os resultados seriam duvidosos.



**Figura 42** – Foliação definida pela orientação de cristais de feldspato observada em rocha da fácies grossa do granitóide Ritápolis.

#### 8.5.1.2 – Petrografia

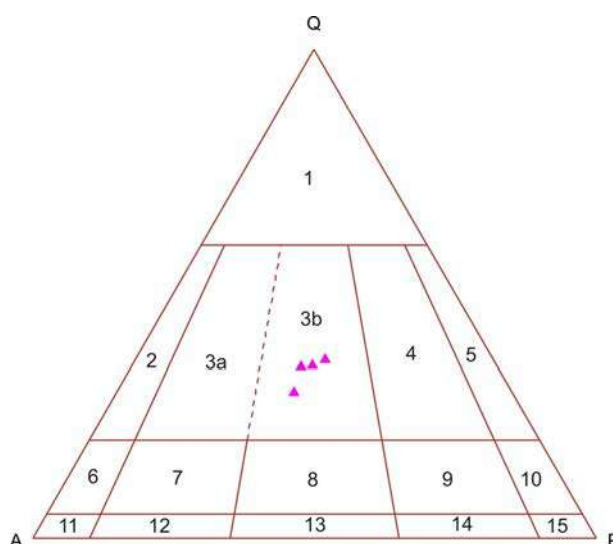
Em termos composicionais as rochas da fácies grossa do granitóide Ritápolis (**Tabela 6**) se distribuíram no campo dos monzogranitos (**Figura 43**), sendo compostas essencialmente de plagioclásio, microclina (pertítica), ortoclásio, quartzo e biotita, apresentando como minerais acessórios e secundários zircão, apatita, allanita, sericita, carbonato, muscovita, clorita, epídoto e zoisita. Texturalmente, as rochas são predominantemente inequigranulares seriadas ou porfíricas, com estas texturas sendo definidas a partir da granulação dos cristais de feldspatos (plagioclásio, ortoclásio e microclina).

O plagioclásio possui composição entre  $An_{16}$  e  $An_{24}$  (oligoclásio) e ocorre como cristais hipidiomórficos, no formato de prismas curtos de tamanho médio de 5 mm. É encontrado também como prismas idiomórficos alongados com tamanho médio de 6,5 mm e como inclusões idiomórficas menores em fenocristais de microclina. Os principais aspectos diagnósticos desta fase mineral são o seu hábito prismático e a sua geminação polissintética. Foram observadas feições de desequilíbrio nas bordas dos cristais de plagioclásio, quando em contato com quartzo e microclina. No primeiro caso é comum a presença de mirmequita (**Figura 44**), enquanto no segundo caso foram observadas feições de corrosão entre os dois feldspatos. Inclusões arredondadas de quartzo também foram observadas no plagioclásio, que segundo Vernon & Paterson (2008) seriam indicativas de deformação no corpo ígneo. Fraturas nos cristais de plagioclásio geralmente perpendiculares a sua direção de maior alongação (e que não se estendem ao resto da rocha) foram observadas preenchidas por quartzo, e mais raramente por quartzo, biotita e feldspato, sendo esta feição interpretada como produto de deformação ocorrida durante um estágio onde líquidos magmáticos ainda estariam

presentes na câmara magmática, isto é, na fase de transição entre os estágios *supersolidus* e *subsolidus*, com o material agora presente nas fraturas refletindo a composição do resíduo da fusão presente na câmara (Vernon *et al.*, 2004).

**Tabela 6** - Contagem modal para as amostras da facies inequigranular grossa do granitóide Ritápolis.

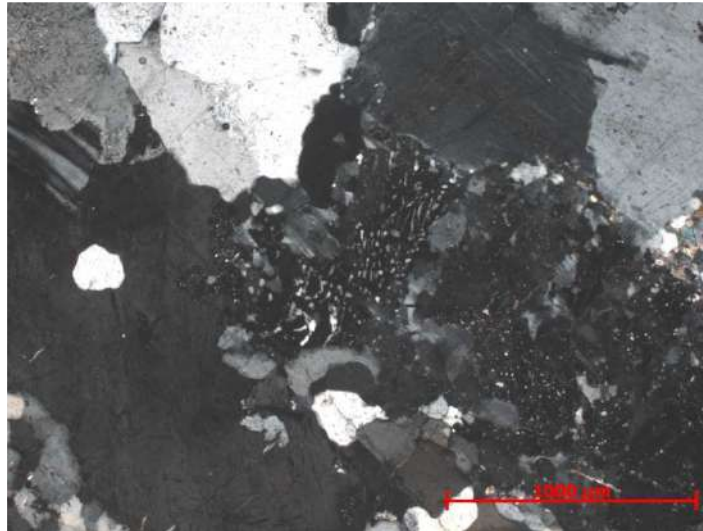
AMOSTRA	Q	A	P
EL-53a	35	34,8	30,2
EL-53c	36,4	30	33,6
EL-112	35,2	32,8	32
EL-150	29,8	38,8	31,4



**Figura 43** – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas da facies grossa do granitóide Ritápolis. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemitó. 6 – Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali-feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro.

Corroborando com a hipótese de que as rochas da facies inequigranular grossa sofreram deformação em estado sólido, alguns cristais de plagioclásio possuem geminação polissintética irregular, defletida e uma forte extinção ondulante (**Figura 45**), que se desenvolve mediante a aplicação de um esforço deformacional moderado/forte. Outra feição observada foi uma extensa recristalização de plagioclásio em agregados xenomórficos na borda de cristais maiores (**Figura 46**), que sugere que o corpo foi submetido a uma temperatura mínima de 500°C (Tullis *et al.*, 2000), correlacionada ou não à sua deformação.

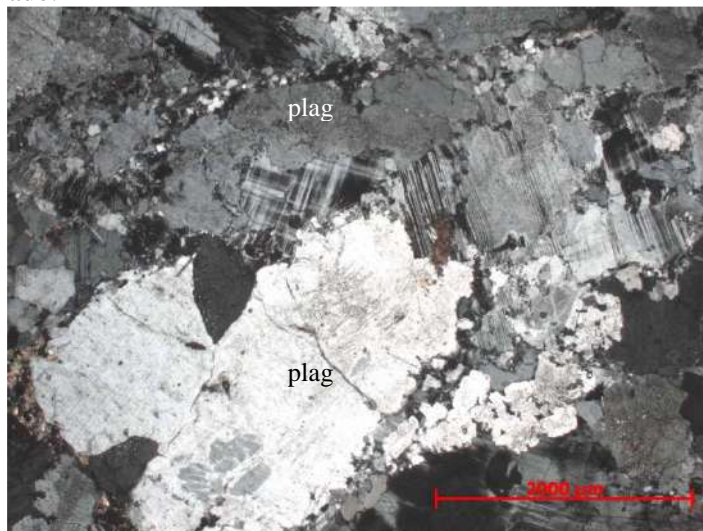




**Figura 44** – Mirmequita desenvolvida em cristal de plagioclásio intensamente recristalizado. Nicól cruzado.



**Figura 45** – Detalhe de cristal xenomórfico de plagioclásio com geminação defletida e extinção ondulante. Nicól cruzado.



**Figura 46** – Cristal maior de plagioclásio (plag) com bordas intensamente recristalizadas em pequenos cristais xenomórficos. Nicól cruzado.



Microclina e ortoclásio ocorrem principalmente como prismas alongados, idiomórficos, de tamanho médio de 7 mm constituindo fenocristais nas rochas da facies grossa do granitóide Ritápolis. Variedades hipidiomórficas, de tamanho entre 3 mm e 5,5 mm, na forma de prismas mais curtos ou até mesmo arredondados também ocorrem na matriz da rocha. O critério de distinção entre as duas fases de feldspato potássico (microclina e ortoclásio) foi o tipo de geminação característico para cada uma delas, onde a geminação do tipo *tartan* ocorre na microclina e a geminação do tipo *carlsbad* (Figura 47) no ortoclásio. Foram observadas inclusões de allanita idiomórfica e submilimétrica, e de plagioclásio idiomórfico (Figura 48). Alguns cristais são pertíticos, sendo notável a presença de pertita em forma de chamas (pertita *flame*) no contato do k-feldspato com outros minerais (quartzo, plagioclásio) demonstrando uma zona de concentração de *strain*, provavelmente induzido por deformação no corpo, o que também explicaria a presença de inclusões arredondadas de quartzo no k-feldspato (Figura 48).

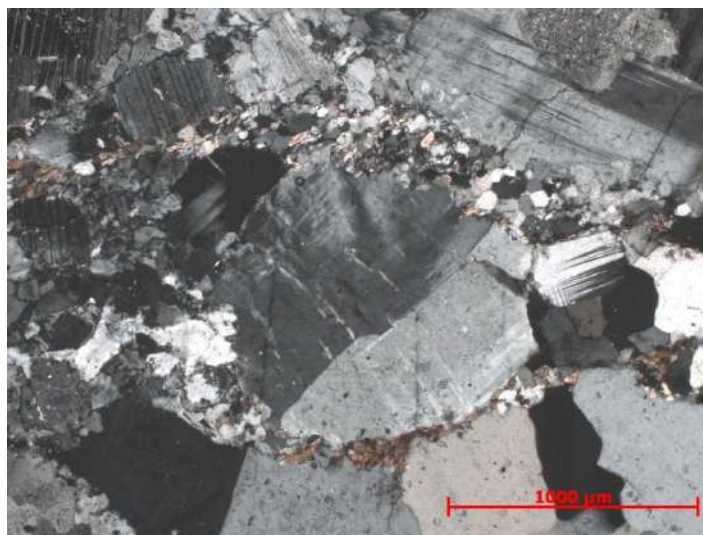


Figura 47 – Detalhe de um cristal de ortoclásio pertítico (orto) com geminação *carlsbad*. Notar a forma arredondada do cristal, bem como a intensa recrystalização nas bordas do mesmo e a presença de biotita nestas áreas. Nicól cruzado.

Alguns cristais de plagioclásio possuem bordas recrystalizadas em agregados xenomórficos, geralmente associados a cristais com extinção ondulante bem pronunciada. Os cristais também possuem fraturas que não se estendem a rocha, as quais são preenchidas por quartzo, biotita e feldspato.

Cristais de biotita magmática ocorrem como cristais hipidiomórficos com granulação média de 1 mm, hábito prismático, pleocroísmo marrom e presença de *bird's eyes*. Interpretou-se também como biotita de origem magmática, os cristais de granulação submilimétrica encontrado nas fraturas dos feldspatos, que apresentam pleocroísmo marrom e birrefringência verde. Vernon *et al.* (2004) estudando o plutón tonalítico São José, em Baja

California, México interpretou a ocorrência de biotita da forma descrita acima como resultado de preenchimento de fraturas por fusão residual na câmara magmática.

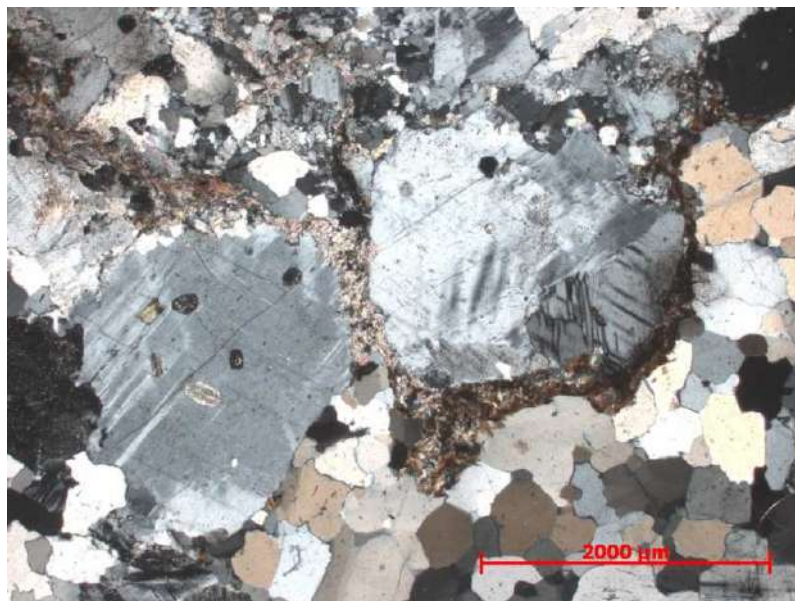


**Figura 48** – Inclusões de forma arredondada de quartzo (qtz) e de plagioclásio hipidiomórfico (plag) em fenocristal de microclina. Nicól cruzado.

Cristais de biotita interpretados como de origem hidrotermal também ocorrem como agregados recristalizados de cor marrom e birrefringência da mesma cor (**Figuras 49a e b**). Estes agregados muitas vezes mantêm a forma original (hipidiomórfica e prismática) de seus precursores magmáticos. A ocorrência deste tipo de biotita se restringe a zona de contatos entre cristais (**Figura 50**), podendo até envolver por completo os mesmos.



**Figura 49** – Biotita hidrotermal substituindo biotita primária ainda mantendo sua forma original (hipidiomórfica, prismática). Notar extremidades abertas do cristal indicando difusão dos cristais de biotita hidrotermal na rocha, sendo o provável estágio inicial de deposição da solução hidrotermal nos contatos entre cristais. A) Nicól paralelo B) Nicól cruzado



**Figura 50** – Biotita hidrotermal com muscovita circundando cristais arredondados de microclina. Nicól cruzado.

Geralmente a biotita hidrotermal está associada à epídoto e zoisita, em áreas mais próximas do cristal original de biotita magmática, e muscovita em zonas mais distantes, onde a paragênese mineral (muscovita + biotita hidrotermal) constitui pequenas lentes contínuas entre minerais como quartzo e feldspato. Provavelmente o crescimento desta paragênese está associado com a passagem de fluidos hidrotermais, os mesmos que estariam associados à sericitização do plagioclásio, onde houve a remobilização da biotita primária com deposição de biotita hidrotermal no próprio local, acompanhada de epídoto e zoisita, e deposição ao longo dos contatos entre minerais de muscovita e biotita hidrotermal.

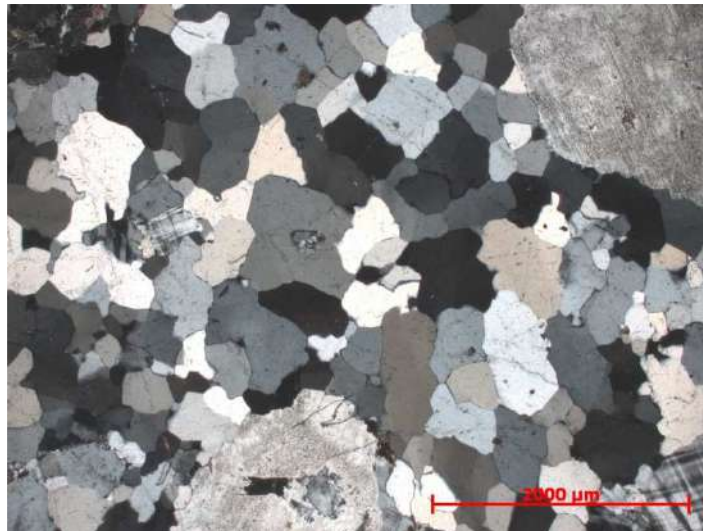
O quartzo ocorre como agregados monominerálicos (**Figuras 51 e 52**), sub-arredondados com tamanho variando entre 5 mm e 7 mm. Estes agregados são compostos por cristais de em média 1 mm apresentando contatos irregulares, lobados entre si inferindo a atuação de *grain boundary migration* em resposta a deformação no corpo, assim como feições de recuperação como extinção ondulante e *deformation band*. Estas feições indicam a atuação de deformação plástica do corpo, em regime dúctil, provavelmente relacionada com o mesmo evento responsável pelo fraturamento dos feldspatos e o preenchimento das referidas fraturas.

#### 8.5.1.2.1 – Evolução mineralógica

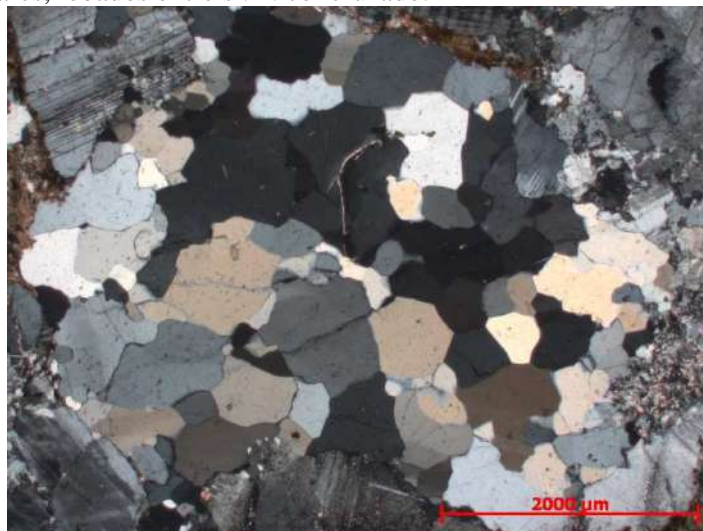
A **Tabela 7** sumariza a ordem de cristalização dos minerais nas rochas da facies inequigranular grossa do granitóide Ritápolis e foi elaborada através da observação das relações entre os minerais na rocha e seus aspectos individuais. Neste contexto foi possível determinar uma paragênese magmática composta por zircão, allanita, apatita, minerais



opacos, plagioclásio, microclina, ortoclásio, biotita<sub>1</sub> e quartzo. A ocorrência de zircão, allanita e apatita como cristais idiomórficos sugere sua cristalização em estágio precoce de evolução magmática. Esta indicação é reforçada pelo fato dos mesmos ocorrerem como inclusões em outros minerais tais como apatita em k-feldspato e zircão em plagioclásio. Inclusões hipidiomórficas de plagioclásio em microclina indicam claramente que plagioclásio cristalizou primeiro que o k-feldspato. Após ou concomitantemente a cristalização do k-feldspato ocorreu à separação de biotita do magma e, por fim, a cristalização do quartzo nos espaços entre os grãos.



**Figura 51** – Ocorrência de quartzo como grandes agregados monominerálicos composto por cristais com contatos irregulares, lobados entre si. Nicól cruzado.



**Figura 52** – Cristal de quartzo primário (sub-arredondado e com cerca de 3 mm de tamanho) recrystalizado em vários grãos com faces ora poligonizadas e ora lobadas. Nicól cruzado.

Foram interpretadas como hidrotermais as paragéneses composta por: 1) sericita, carbonato e muscovita<sub>1</sub>, associada ao plagioclásio; 2) biotita<sub>2</sub>, epídoto, zoisita e muscovita<sub>2</sub> observadas substituindo biotita magmática<sub>1</sub>. Ambas paragéneses são representadas por

minerais xenoblásticos (com exceção da muscovita que ocorre como placas hipidioblásticas). A presença de clorita substituindo a biotita<sub>2</sub> foi atribuída a um episódio metamórfico posterior de baixa temperatura.

**Tabela 7** – Ordem de cristalização dos minerais para as rochas da facies grossa do granitóide Ritápolis. Na primeira coluna temos a fase mineral que cristaliza e entre parênteses o mineral que reagiu para a sua formação. Cris. Magmática – Cristalização magmática; plag – plagioclásio; biotita<sub>1</sub> – biotita primária, magmática; biotita<sub>2</sub> – biotita metamórfica.

Fase mineral/processo	Crist. Magmática	Hidrotermalismo.	Metamorfismo
Zircão			
Allanita			
Apatita			
Minerais opacos			
Plagioclásio			
K-feldspato			
Biotita <sub>1</sub>			
Quartzo			
Sericita (plag Ca)			
Carbonato (plag Ca)			
Muscovita <sub>1</sub> (plag Ca)			
Biotita <sub>2</sub> (biotita <sub>1</sub> )			
Epídoto (biotita <sub>1</sub> )			
Zoisita (biotita <sub>1</sub> , epídoto)			
Muscovita <sub>2</sub> (biotita <sub>2</sub> )			
Clorita (biotita <sub>1</sub> , biotita <sub>2</sub> )			

## 8.5.2 – Facies inequigranular média

### 8.5.2.1 – Aspectos de campo

Assim como as rochas da facies grossa inequigranular do granitóide Ritápolis, os litótipos da facies média inequigranular do referido corpo ocorrem nas porções noroeste e sudoeste do mapa geológico apresentado nesta monografia (**Anexo I – Mapa geológico**). Por serem rochas semelhantes, geralmente de mesma composição mineralógica e, conseqüentemente, responderem de forma idêntica ao intemperismo e aos agentes que moldaram o relevo da região no decorrer do tempo, as rochas da facies média e da facies grossa apresentam a mesma coloração de solo (amarelo claro ou branco) nas áreas mais arrasadas e a mesma forma de ocorrência, seja em grandes lajedos (constituindo encostas e topos de morros), blocos e *boulders in situ*. Deste modo as feições utilizadas para a delimitação dos contatos com outras unidades presentes no mapa foram as mesmas relatadas na descrição dos aspectos de campo da fácies grossa (Capítulo 8.5.1.1), onde destacam-se os

contatos com as rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes e com os diques de metadiabásio-diabásio, que são facilmente observados devido a diferença de tonalidade entre os solos.

As rochas da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis são claras, de tonalidade branca acinzentada e variam de hololeucocráticas a leucocráticas. Texturalmente são faneríticas, predominantemente inequigranulares seriadas com granulação variando de 0,5 mm a 2 mm, com raras ocorrências de rochas inequigranulares porfiríticas, com fenocristais de até 2 cm. São compostas por quartzo, feldspato (plagioclásio, microclina e ortoclásio) e biotita, que constituem sua mineralogia essencial. Granada (Figura 53), allanita e minerais opacos foram observados em alguns pontos e compõe a mineralogia acessória da rocha observada em campo.

Quartzo ocorre como agregados monominerálicos, xenomórficos e de aspecto límpido, com raras ocorrências acinentadas. O feldspato se apresenta como prismas curtos, hipidiomórficos, e geralmente caulinizados devido ao intemperismo. Biotita ocorre entre cristais de feldspatos e possui granulação de até 1 mm.

Nas rochas da fácies média é notável a presença de uma foliação definida, principalmente, pelo alinhamento de cristais de biotita e, de forma secundária, por cristais de feldspato. O evento gerador (magmático ou tectônico) dessa foliação é duvidoso e será tratado em detalhes no capítulo sobre a petrografia dessas rochas.



Figura 53 – Cristal de granada em rocha da fácies média do granitóide Ritápolis.

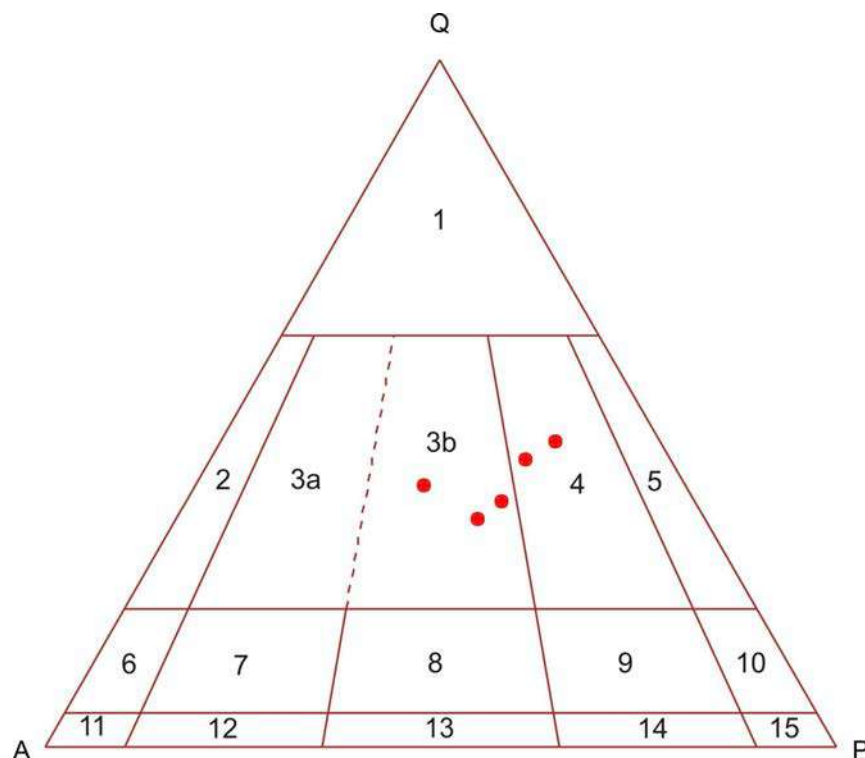
#### 8.5.2.2 – Petrografia

As rochas da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis posicionam-se no campo dos monzogranitos e dos granodioritos (Tabela 8 - Figura 54) do diagrama QAP. Sua assembléia mineralógica essencial é composta por plagioclásio, microclina (pertítica), ortoclásio, quartzo e biotita. Ocorrem como minerais acessórios, apatita, granada, zircão (Figura 55), allanita

(Figura 56), minerais opacos (Figura 57); e como minerais secundários muscovita, titanita, sericita, clorita, carbonato, zoisita e epídoto. Texturalmente, as rochas analisadas foram classificadas como inequigranulares seriadas e, mais restritamente, como inequigranulares porfiríticas. Estas possuem foliação incipiente marcada pela orientação de cristais hipidiomórficos de biotita magmática (Figura 58).

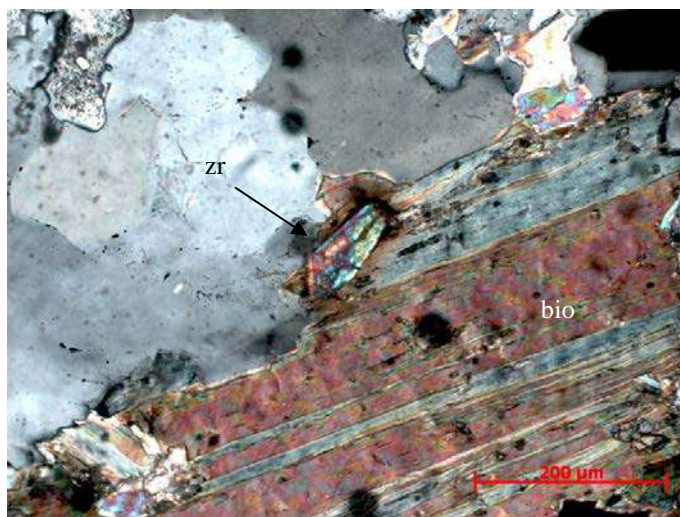
**Tabela 8** - Contagem modal para as amostras da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis.

AMOSTRA	Q	A	P
EL-4a	33,3	28,7	38
EL-5	35,8	24,4	39,8
EL-10	41,8	18,4	39,8
EL-58	44,4	13,2	42,4
EL-59	38,2	33	28,8

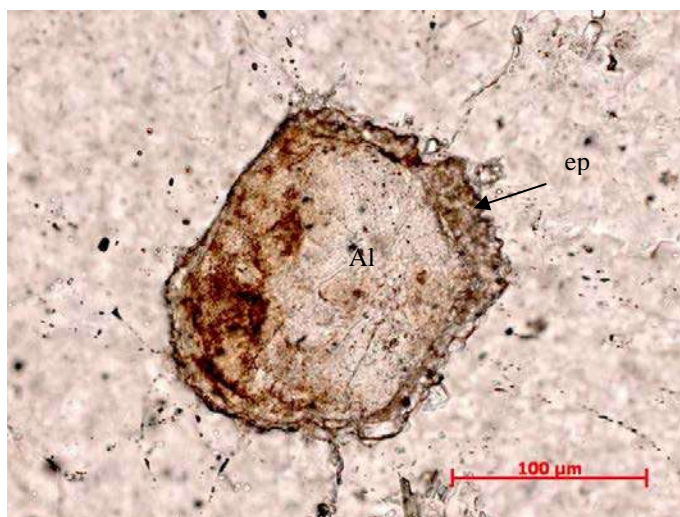


**Figura 54** – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas da facies média do granitóide Ritápolis. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemito. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali-feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro.

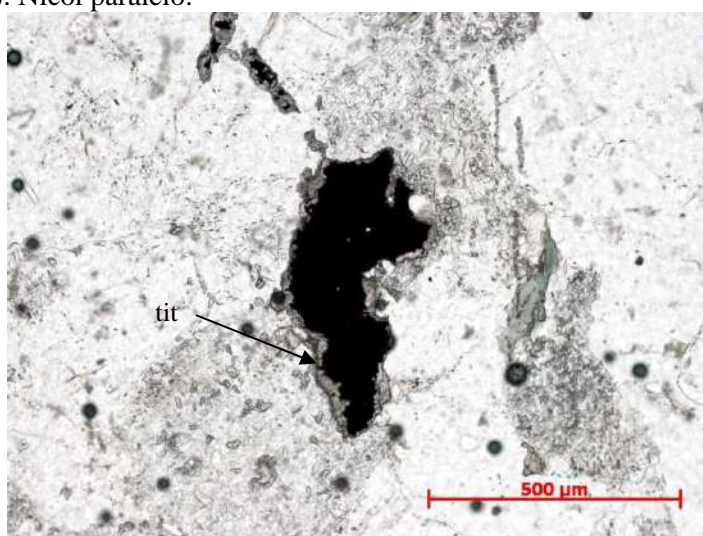




**Figura 55** – Detalhe de cristal de zircão (zr) idiomórfico incluído em biotita cloritizada (bio). Nicól Cruzado.

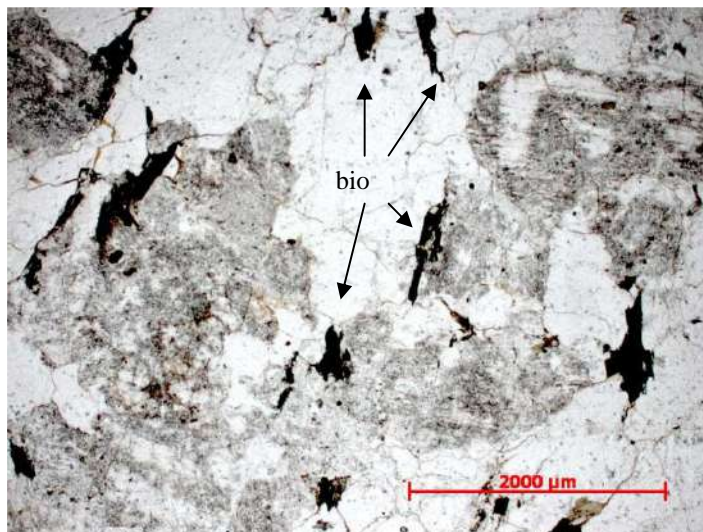


**Figura 56** – Detalhe de cristal idiomórfico de allanita (Al) com bordas marcadas pelo crescimento de epídoto – zoisita (ep). Nicól paralelo.



**Figura 57** – Mineral opaco com bordas de crescimento de titanita (tit). Nicól paralelo.





**Figura 58** – Foliação primária dada pela orientação de grãos hipidiomórficos de biotita (bio). Nicól paralelo.

Plagioclásio ocorre em cristais hipidiomórficos, em média com 1,5 mm de tamanho, com forma de prismas curtos ou em fenocristais hipidiomórficos de até 5 mm. Os cristais se apresentam alterados (**Figura 59**) de forma freqüente para uma assembléia mineralógica secundária composta por sericita, carbonato (**Figura 60**), muscovita e mais raramente epídoto. Este tipo alteração ocorre em consequência da percolação de fluidos hidrotermais que tem acesso ao interior do cristal através de microporos (**Figura 61**) que se desenvolvem nas zonas mais cálcicas do cristal de plagioclásio e permite a visualização de uma feição conhecida como *calcic spike zone*, que consiste no aparecimento de uma zona mais cálcica (alterada para sericita) englobando uma zona mais sódica e límpida em um cristal de plagioclásio (**Figura 62**) caracterizando um zonamento reverso. Esta feição foi interpretada como uma possível indicação de participação de mistura de magmas ácidos (Grogan & Reavy, 2002) durante a evolução magmática do corpo, que seria causada pela entrada de um magma ácido, mais quente, na câmara magmática introduzindo cálcio no sistema. É rara a observação de recristalização nas bordas dos cristais de plagioclásio, feição comum nas rochas da facies grossa e interpretada como deformacional.

Microclina e ortoclásio ocorrem como cristais hipidiomórficos, de tamanho médio de 1,5 mm, na forma de prismas curtos, raramente, alongados. Ocorrem também como fenocristais nas variedades inequigranular porfirítica das rochas da facies média do granitóide Ritápolis. O k-feldspato geralmente é pertítico (**Figura 63**) e é comum a observação de chamas de pertita (pertita *flame*), que tem sua gênese relacionada a atuação de esforços deformacionais na rocha (**Figuras 64 e 65**). Assim como nas rochas da facies grossa foram observadas fraturas em cristais de k-feldspato, com as mesmas preenchidas por quartzo,

feldspato e biotita (Figura 66), ou por muscovita, minerais opacos e titanita, e, raramente, somente com quartzo. Nas rochas da facies média ocorrem fraturas na rocha (Figura 67), pre-

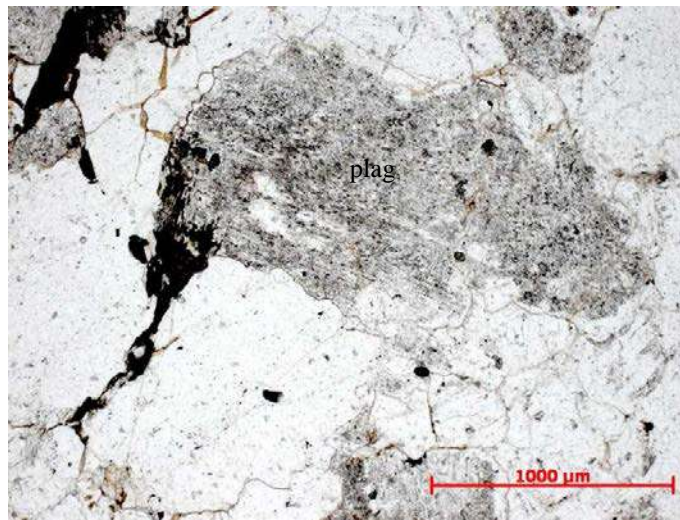


Figura 59 – Aspecto “sujo” dos cristais de plagioclásio (plag) quando sericitizados. Nicól paralelo.

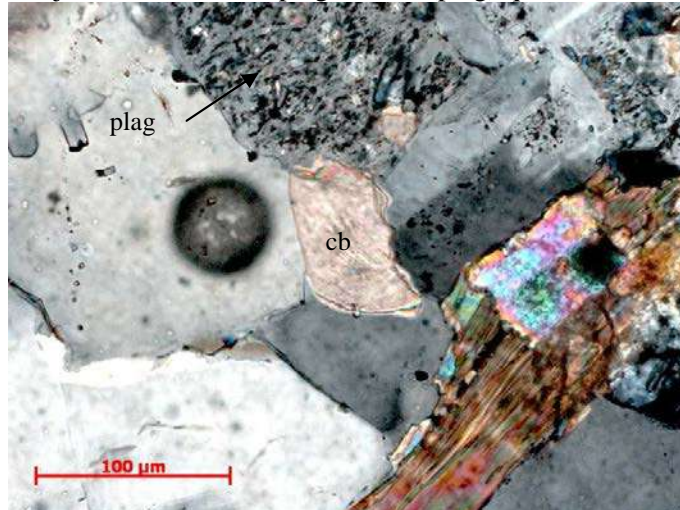


Figura 60 – Carbonato (cb) secundário que surge na borda dos cristais de plagioclásio sericitizado (plag). Nicól cruzado.

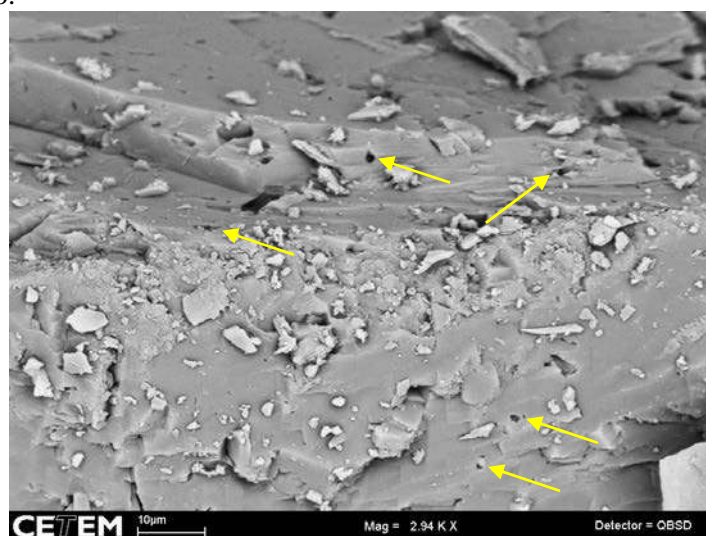
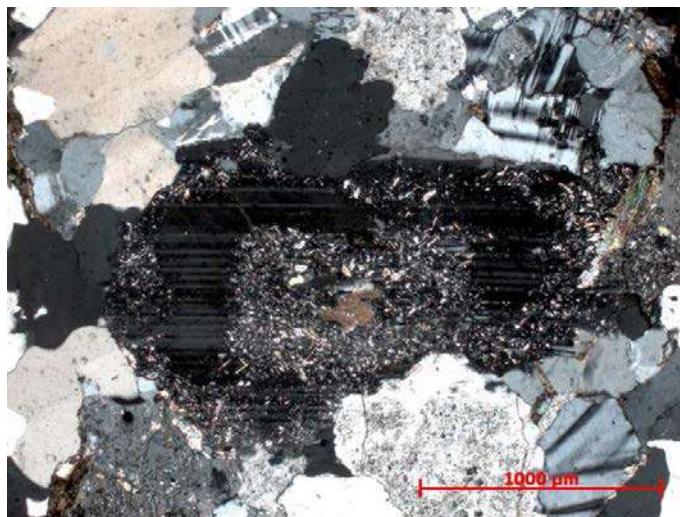
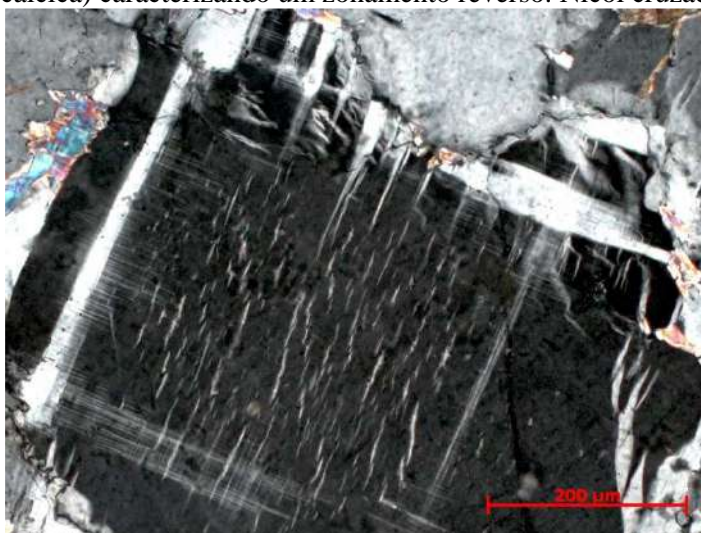


Figura 61 – Imagem de cristal de plagioclásio obtida no MEV (elétrons secundários) com as setas indicando microporos por onde ocorreu o acesso de fluidos hidrotermais ao cristal.





**Figura 62** – *Calcic pike zone* definido por: núcleo fortemente sericitizado (possivelmente mais cálcico) seguido por uma área intermediária límpida (possivelmente menos cálcica), indicando um zonamento normal. Logo após esta área intermediária menos cálcica temos uma nova zona sericitizada (possivelmente mais cálcica) caracterizando um zonamento reverso. Nicól cruzado.



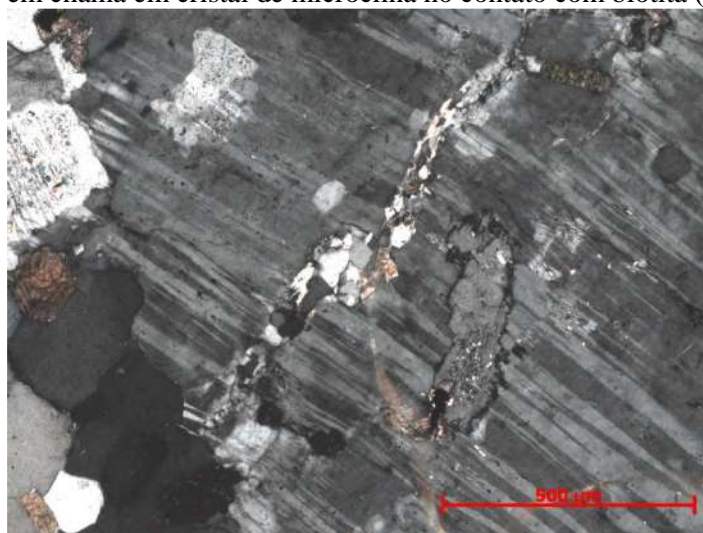
**Figura 63** – Pertita em cristal de microclina. Nicól cruzado.



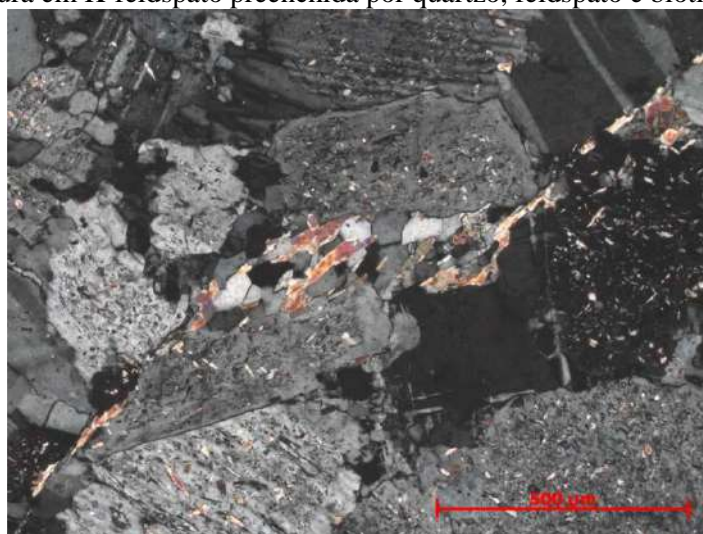
**Figura 64** – Pertita em chama em K-feldspato. O ponto de origem da “chama” é o ponto de maior concentração de *strain*, no caso o contato com um cristal de plagioclásio. Nicól cruzado.



**Figura 65** – Pertita em chama em cristal de microclina no contato com biotita (bio). Nicól cruzado.



**Figura 66** – Fratura em K-feldspato preenchida por quartzo, feldspato e biotita. Nicól cruzado.

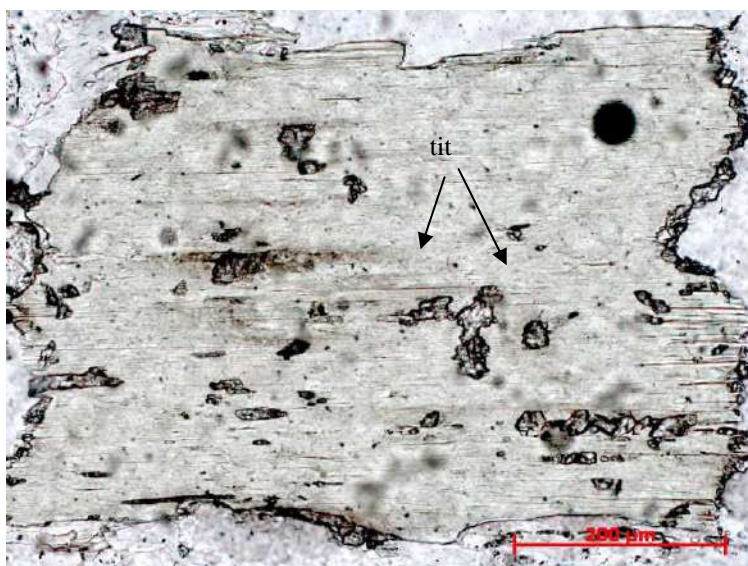


**Figura 67** – Fratura de forma sigmoidal na rocha. A fratura encontra-se preenchida por quartzo, feldspato, biotita e muscovita. Nicól cruzado.



enchidas pela mesma assembléia mineral descrita anteriormente. Este tipo de feição indica que o fraturamento nestas rochas ocorreu na presença de algum resíduo de fusão no corpo magmático, isto é, em estágios finais da cristalização magmática (Vernon *et al.*, 2004).

Foram observados dois tipos de biotita: a primeira é primária, magmática com pleocroísmo marrom, presença de *bird's eyes* e ocorre em cristais orientados (Figura 58), hipidiomórficos, geralmente alterados para titanita em suas bordas e entre os planos de clivagem (Figura 68). Também pode ser substituída pela clorita (Figura 69). O segundo tipo de biotita restringe-se a preencher fraturas na rocha (Figura 70) e encontra-se associada à epidoto, zoisita e muscovita, sendo proposta que sua gênese estaria relacionada a fluidos hidrotermais. Vernon *et al.* (2004) refere-se a um tipo de biotita semelhante, restrita a contatos entre cristais, como tipo *folia*.



**Figura 68** – Biotita cloritizada com cristais de titanita (tit) crescidos em suas bordas e segundo alguns dos seus planos de clivagem. Nicól paralelo.



**Figura 69** – Biotita (marrom) parcialmente substituída por clorita (verde). Nicól paralelo.



Os cristais de quartzo ocorrem como agregados monominerálicos de diversos tamanhos (variando de 1 mm a 2,5 mm) com bordas arredondadas, xenomórficos. Podem ocorrer também preenchendo fraturas na rocha e como inclusões em cristais de feldspato conforme descrito anteriormente. Foram observadas feições típicas de resposta a deformação como *deformation band* (Figura 71) e *bulging nucleation* (Figura 72), indicando deformação em um estágio dúctil deste mineral. Foram, ainda, observados contatos tanto lobados (Figura 73), quando polygonizados (Figura 74) entre os cristais de quartzo nos agregados, indicando diferentes estágios de recuperação do mineral em resposta a deformação.

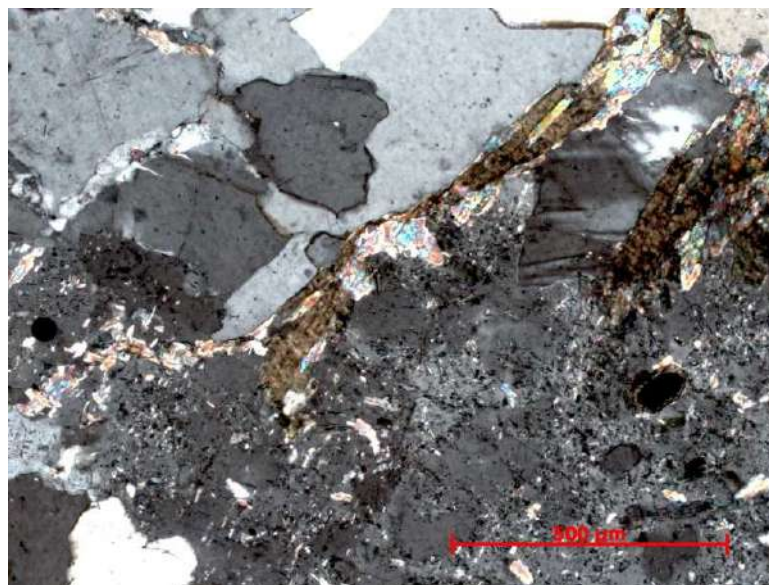
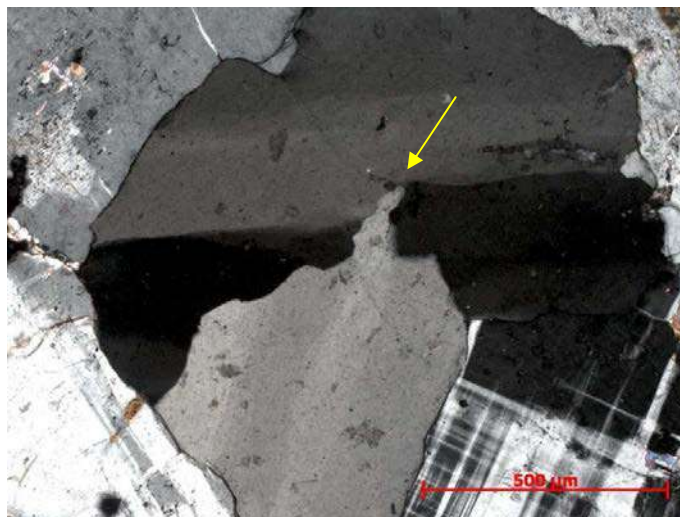


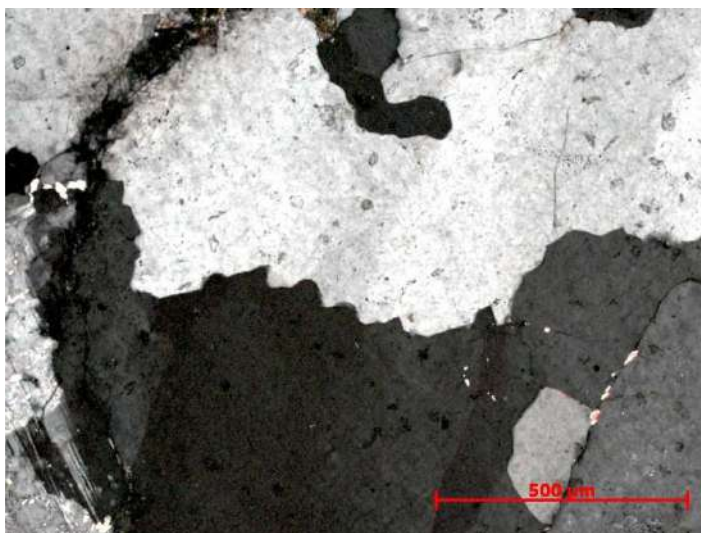
Figura 70 – Linhas de biotita e muscovita preenchendo fraturas na rocha. Nicól cruzado.



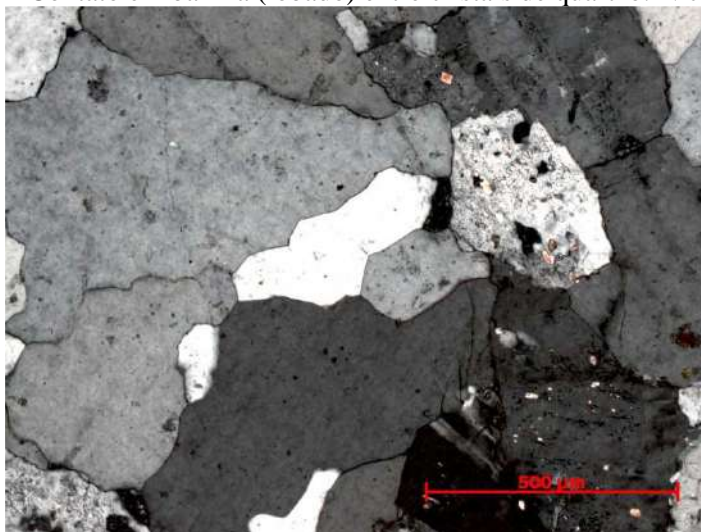
Figura 71 – *Deformation band* (banda de deformação) em cristais de quartzo. Nicól cruzado.



**Figura 72** – *Bulging nucleation* (indicado pela seta) em cristal de quartzo com banda de deformação. Nicól cruzado.



**Figura 73** – Contato em bainha (lobado) entre cristais de quartzo. Nicól cruzado.



**Figura 74** – Contato poligonizado entre cristais de quartzo. Nicól cruzado.

Allanita, zircão, minerais opacos e apatita ocorrem submilimetricamente, inclusos na biotita e nos feldspatos. São idiomórficos, com exceção dos minerais opacos que ocorrem

com hábitos granulares, arredondados e foram interpretados como ilmenita ou titanomagnetita, pois normalmente se alteram para titanita nas bordas.

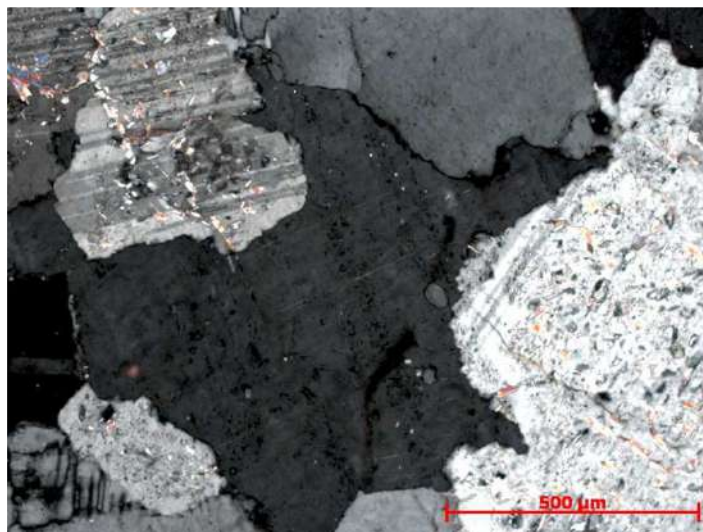
#### 8.5.2.2.1 – Evolução mineralógica

Através da observação da relação entre os minerais, assim como de suas formas individuais foi possível estabelecer uma possível ordem de cristalização magmática para as rochas da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis (Tabela 9). Allanita, apatita e zircão cristalizaram primeiro no magma, pois são idiomórficos e por ocorrerem inclusos nos outros minerais da rocha. Em seguida temos a cristalização dos minerais opacos e do plagioclásio, sendo que este último ocorre como inclusões parciais no k-feldspato e possui feições de corrosão, quando em contato com o mesmo (Figura 75). Por fim temos a cristalização de biotita e do quartzo, com a biotita formando-se antes por não apresentar o hábito intersticial do quartzo.

**Tabela 9** – Ordem de cristalização dos minerais para as rochas da facies média do granitóide Ritápolis. Na primeira coluna temos a fase mineral que cristaliza e entre parênteses o mineral que reagiu para a sua formação. Crist. Magmática – Cristalização magmática; plag – plagioclásio; biotita<sub>1</sub> – biotita magmática; biotita<sub>2</sub> – biotita metamórfica.

Fase mineral/processo	Crist. Magmática	Hidrotermalismo	Metamorfismo
Zircão			
Allanita			
Granada	?   ?		
Apatita			
Minerais opacos			
Plagioclásio			
K-feldspato			
Biotita <sub>1</sub>			
Quartzo			
Sericita (plag Ca)			
Carbonato (plag Ca)			
Muscovita <sub>1</sub> (plag Ca)			
Epídoto <sub>1</sub> (plag Ca)			
Biotita <sub>2</sub> (biotita <sub>1</sub> )			
Epídoto <sub>2</sub> (biotita <sub>1</sub> )			
Zoisita <sub>1</sub> (biotita <sub>1</sub> , epídoto <sub>2</sub> )			
Muscovita <sub>2</sub> (biotita <sub>2</sub> )			
Epídoto <sub>3</sub> (allanita)			
Zoisita <sub>2</sub> (allanita)			
Titanita <sub>1</sub> (biotita <sub>1</sub> , biotita <sub>2</sub> )			
Clorita (biotita <sub>1</sub> , biotita <sub>2</sub> )			
Titanita <sub>2</sub> (minerais opacos)			





**Figura 75** – Cristal xenomórfico de K-feldspato com contatos embainhados com plagioclásio. Notar a penetração do K-feldspato no plagioclásio. Nicól cruzado.

Foram observadas duas paragêneses hidrotermais principais nas rochas do granitóide Ritápolis. A primeira refere-se à sericitização dos cristais de plagioclásio, sendo representada por sericita, muscovita<sub>1</sub>, carbonato e epídoto<sub>1</sub>. E a segunda referindo-se a paragênese envolvendo muscovita<sub>2</sub>, epídoto<sub>2</sub>, zoisita e biotita<sub>2</sub>, esta última oriunda de transformações na biotita primária. Temos, ainda, a alteração de biotita magmática para titanita e clorita (**Figuras 68 e 69**), de allanita para epídoto<sub>3</sub> e zoisita<sub>2</sub> (**Figura 56**) e de minerais opacos para titanita<sub>2</sub>, que se desenvolve em suas bordas (**Figura 57**).

Acredita-se que essas transformações ocorreram durante os estágios finais de consolidação do magma formador das rochas da fácies média do granitóide Ritápolis, com fluidos oriundos do próprio corpo. Estes fluidos reagiram com cristais de plagioclásio e com a biotita magmática, de forma que esta reação se deu no momento da abertura das fraturas nas rochas ou logo em seguida.

### **8.5.3 – Facies inequigranular média foliada**

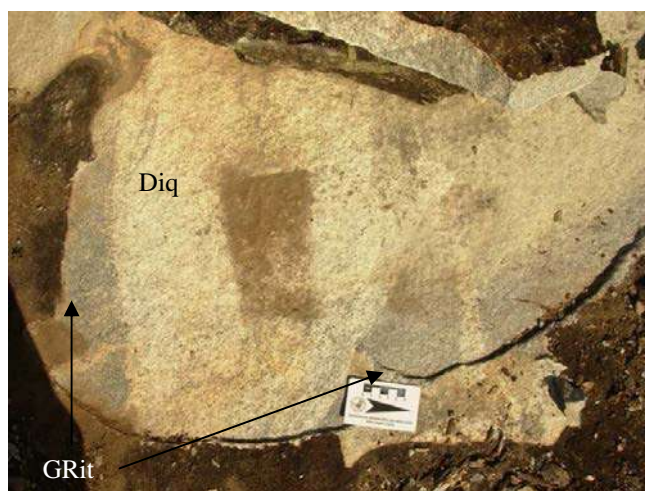
#### **8.5.3.1 – Aspectos de campo**

As rochas da fácies média foliada ocorrem como lajedos constituindo morros de média a baixa declividade no quadrante sudoeste da área estudada. Em mapa ocorrem intimamente relacionadas com as rochas da facies inequigranular grossa e da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis (**Anexo I – Mapa geológico**). Podemos citar como características marcantes dessas rochas (e que as diferiu das rochas da facies média) os seguintes pontos: 1) cor cinza médio a claro dos seus litótipos (**Figura 76**); 2) forte foliação impressa nas rochas (**Figura 77**); 3) ocorrência de zonas de cisalhamento dúctil (**Figura 78**) observadas com

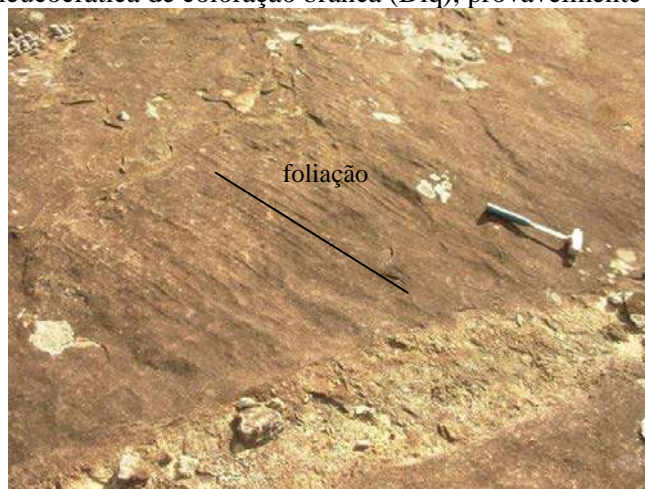
facilidade em afloramento; 4) presença de uma rocha leucocrática (Figura 76), possivelmente intrusiva nas rochas da fácies média foliada; 5) presença abundante de corpos pegmatíticos; 6) ausência de enclaves de rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes e de rochas de outras unidades mais antigas.

#### 8.5.3.2 – Petrografia

As rochas da fácies média foliada do granitóide Ritápolis apresentaram composição (Tabela 10) plotando no campo dos monzogranitos (Figura 79) no diagrama QAP. São compostas mineralogicamente por plagioclásio, microclina (pertítica), ortoclásio, biotita, quartzo; tendo em sua mineralogia acessória e secundária zircão, allanita, minerais opacos, biotita, epídoto, zoisita, sericita, muscovita, titanita e clorita. Texturalmente, as rochas são equigranulares com granulação de 1,5 mm em média ou inequigranulares porfiríticas com fenocristais de k-feldspato de 3 mm.

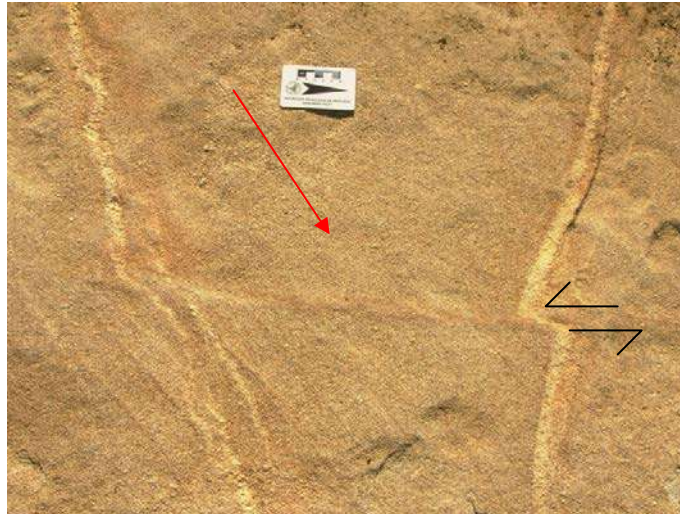


**Figura 76** – Interação entre as rochas de cor cinza da fácies média foliada do granitóide Ritápolis (GRit) com uma rocha leucocrática de coloração branca (Diq), provavelmente intrusiva.



**Figura 77** – Detalhe da foliação (seguindo a direção do martelo) impressa nas rochas da fácies média foliada. Notar também um dique de pegmatito na parte inferior da foto.

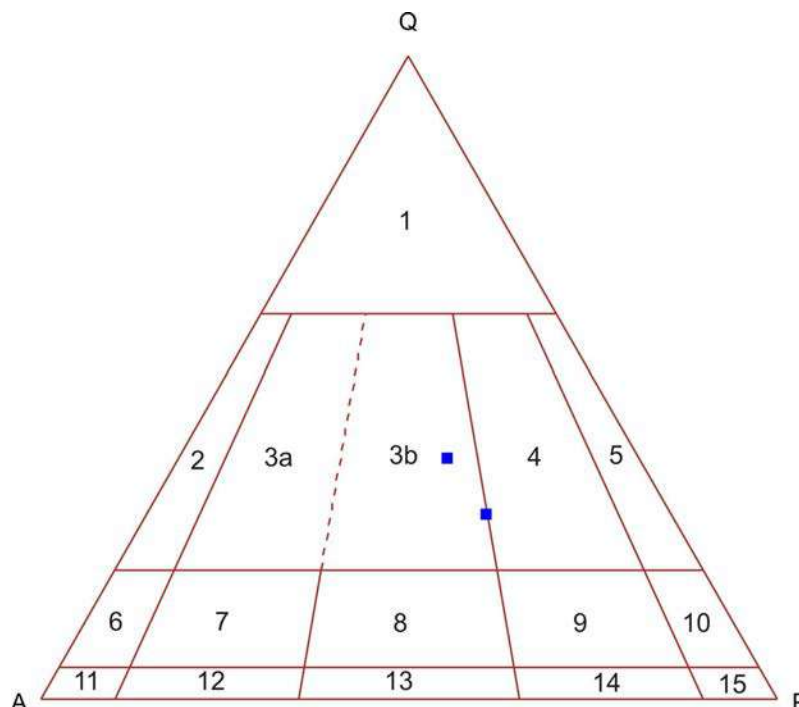




**Figura 78** – Zona de cisalhamento sinistral truncando a foliação da rocha (setas vermelhas) e deslocando diques de pegmatito centimétricos.

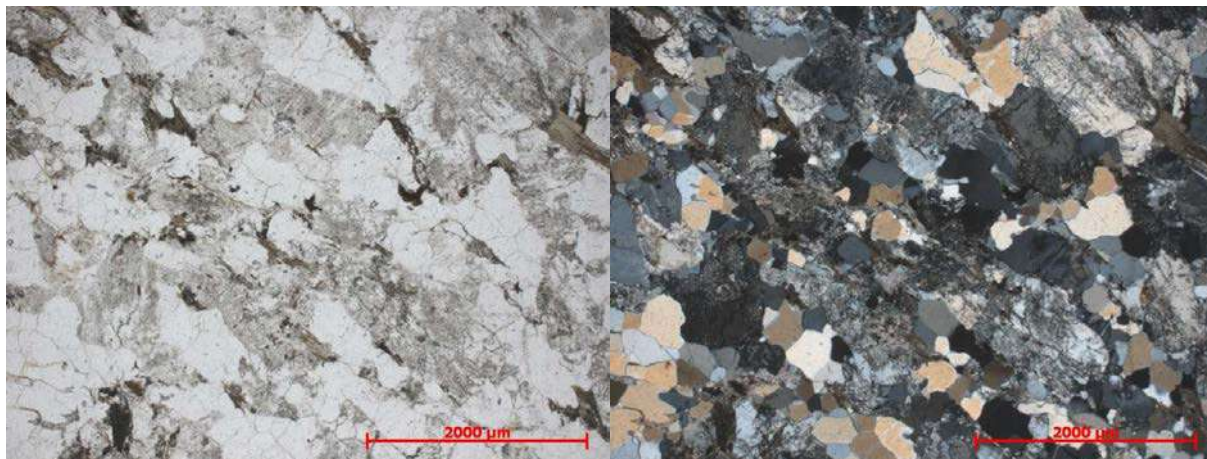
**Tabela 10** - Contagem modal para as amostras da facies inequigranular média foliada do granitóide Ritápolis.

AMOSTRA	Q	A	P
EL-79a	37,4	26,2	36,4
EL-79b	28,8	25,2	46



**Figura 79** – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas da facies média foliada do granitóide Ritápolis. 1 - Granitóide rico em quartzo. 2 - Álcali-feldspato granito. 3a – Sienogranito. 3b – Monzogranito. 4 – Granodiorito. 5 – Tonalito/trondhjemitó. 6 - Álcali-feldspato quartzo sienito. 7 – Quartzo sienito. 8 – Quartzo monzonito. 9 – Quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro. 10 – Quartzo diorito/quartzo gabro. 11 – Álcali-feldspato sienito. 12 – Sienito. 13 – Monzonito. 14 – Monzodiorito/monzogabro. 15 – Diorito/gabro.

A foliação observada em afloramento e em lâmina petrográfica é definida pelo arranjo de cristais de biotita, feldspato e até mesmo dos agregados monominerálicos de quartzo (Figuras 80a e b).



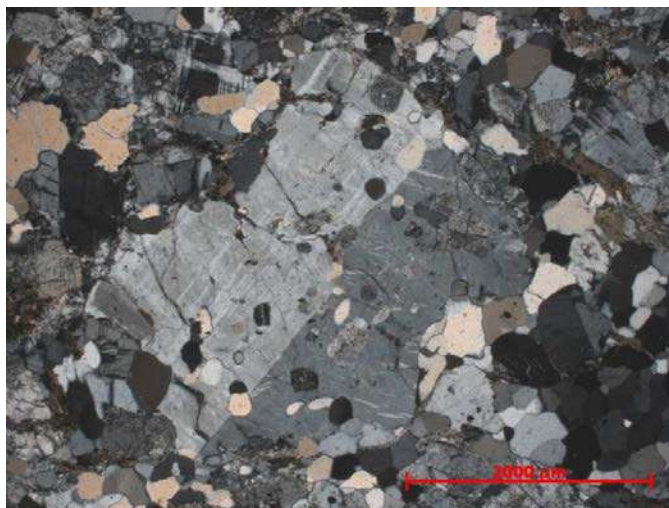
**Figura 80** – Aspecto da rocha com a orientação dos feldspatos, biotita e do quartzo definindo a foliação. A) Nicól paralelo B) Nicól cruzado.

O plagioclásio possui inclusões de allanita e ocorre como cristais hipidiomórficos intensamente sericitizados de em média 1,5 mm e quase sempre com seus eixos maiores e conseqüentemente, sua geminação polissintética, orientados conforme a foliação da rocha. É comum a observação de extinção ondulante, que ocorre com mais freqüência do que nas duas facies do granitóide Ritápolis anteriormente descritas.

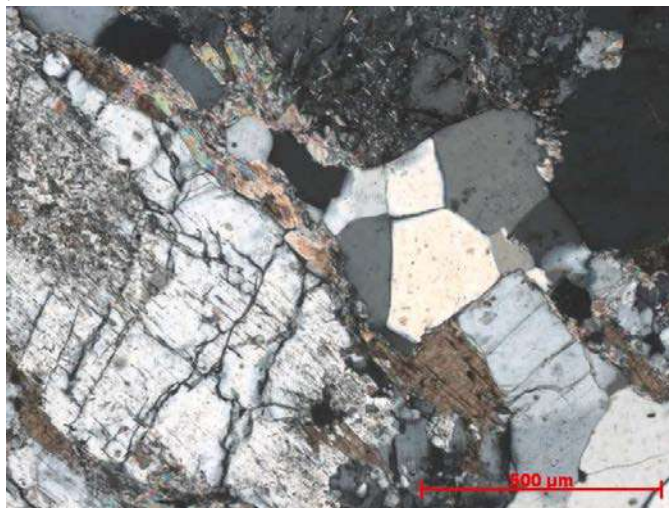
Microclina e ortoclásio ocorrem como cristais hipidiomórficos de em média 1,5 mm ou como fenocristais de até 3 mm. Possuem inclusões hipidiomórficas de plagioclásio, bem como inclusões arredondadas de quartzo (Figura 81), esta última interpretada como feição indicativa de deformação.

Biotita primária ocorre como cristais de formatos alongados, finos (Figuras 82 e 83) ocupando espaços entre grãos e definindo foliação da rocha (Figura 84). Estão geralmente associados à epídoto, zoisita e muscovita (*biotite folia*).

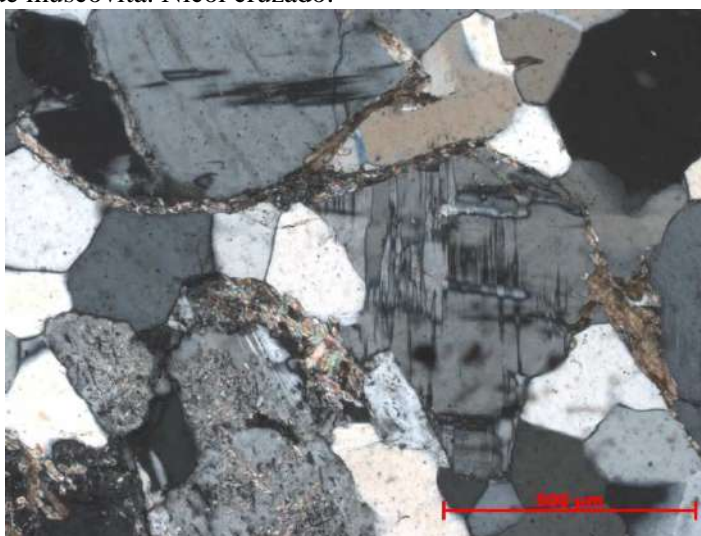
Quartzo ocorre como agregados monominerálicos, orientados conforme a foliação da rocha, com até 2,5 mm de tamanho. Foram observados contatos poligonizados entre os cristais de quartzo ao contrário do observado nas rochas das outras facies, onde esses contatos são em sua maioria lobados, irregulares. Esta feição (reforçada pela ausência de extinção ondulante, *deformation band* e subgrãos de quartzo) indica que o mineral se recuperou totalmente da deformação a qual foi submetido.



**Figura 81** – Fenocristal de ortoclásio com geminação *carlsbad*. Notar as inclusões arredondadas de quartzo. Nicól cruzado.

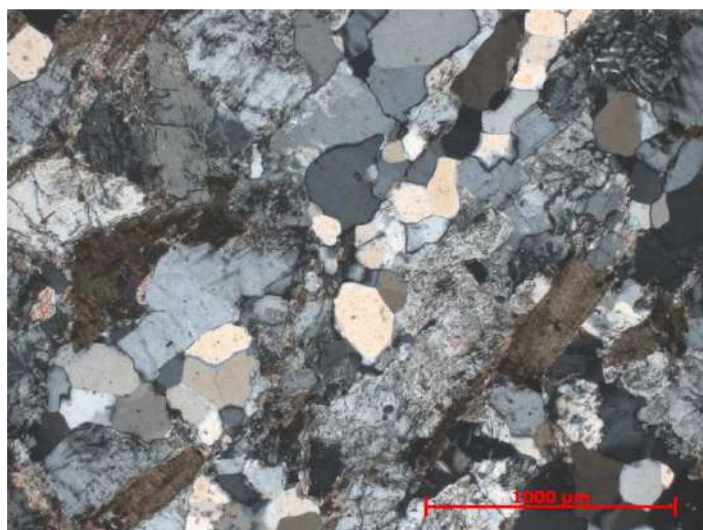


**Figura 82** – Biotita associada a muscovita nos contatos entre cristais. Os cristais hipiomórficos encontram-se livres de muscovita. Nicól cruzado.



**Figura 83** – Finos e alongados cristais de biotita ocorrendo no contato entre cristais de outros minerais. Nicól cruzado.





**Figura 84** – Cristais hipidiomórficos de biotita orientados conforme a foliação da rocha. Nicól cruzado.

#### 8.5.3.2.1 – Evolução mineralógica

Conforme as interações entre os minerais e observações individuais dos mesmos foi definido a seguinte ordem de cristalização: allanita, zircão, apatita e minerais opacos; plagioclásio; k-feldspato; biotita<sub>1</sub> e quartzo (**Tabela 11**).

**Tabela 11** – Ordem de cristalização dos minerais para as rochas da facies média foliada do granitóide Ritápolis. Na primeira coluna temos a fase mineral que cristaliza e entre parênteses o mineral que reagiu para a sua formação. Cris. Magmática – Cristalização magmática; plag – plagioclásio; biotita<sub>1</sub> – biotita primária, magmática; biotita<sub>2</sub> – biotita associada a hidrotermalismo.

Fase mineral/processo	Crist. Magmática	Hidrotermalismo.	Metamorfismo
Zircão			
Zpatita			
Minerais opacos			
Plagioclásio			
K-feldspato			
Biotita <sub>1</sub>			
Quartzo			
Sericita (plag Ca)			
Muscovita <sub>1</sub> (plag Ca)			
Epídoto <sub>1</sub> (plag Ca)			
Biotita <sub>2</sub> (biotita <sub>1</sub> )			
Epídoto <sub>2</sub> (biotita <sub>2</sub> )			
Zoisita <sub>1</sub> (biotita <sub>2</sub> , epídoto <sub>2</sub> )			
Muscovita <sub>2</sub> (biotita <sub>2</sub> )			

Quanto a reações metamórficas/hidrotermais temos a saussuritização dos cristais de plagioclásio representada pela formação da paragênese sericita, epidoto e muscovita. Esta paragênese, assim como nas outras facies do granitóide Ritápolis, parece ter sido gerada nos estágios finais de cristalização do batólito, juntamente ou após o fraturamento observado nas rochas e em cristais individuais das facies média e grossa.

Foram observados grãos de biotita com pleocroísmo marrom e *bird's eyes*. Esta biotita cresce como cristais muito estirados nos contatos entre grãos e associada à epidoto, zoisita e, principalmente, muscovita. Este tipo de feição denominada biotita *folia* tem seu crescimento associado a percolação de fluidos hidrotermais que reagiram com os cristais de biotita primária, formando biotita hidrotermal, epidoto, zoisita e muscovita, que foram precipitadas em fraturas e regiões de contato entre grãos gerando a feição de *folia*.

#### 8.5.4 – Pegmatitos

Corpos pegmatíticos ocorrem em toda a área mapeada na presente monografia e são intrusivos nas rochas do *greenstone belt* Rio das Mortes (Figura 26), no gnaiss tonalítico Ramos (Figura 20), no ortognaiss tonalítico Resende Costa (Figura 33) e nas rochas das diferentes facies do granitóide Ritápolis (Figura 77).

Observações de campo apontam para uma assembléia mineralógica monótona para esses corpos, consistindo em quartzo, feldspato, mica (podendo ser muscovita ou biotita) e mais restritamente magnetita. Outros autores (Guimarães & Guedes, 1944; Rolff, 1947, 1951, 1952; Guimarães, 1950; Heinrich, 1964; Francesconi, 1972; Quéméneur, 1987), estudando mais a fundo os pegmatitos na região de São João Del Rei, definiram a mineralogia desses corpos como constituída de quartzo, plagioclásio, cassiterita, zircão, monazita, magnetita, titanita, espodumênio, lepidolita, berilo, xenotímio, microlita, columbita-tantalita, topázio, ilmenita, pirocloro, rutilo, epidoto, brookita, gahnita, hematita e zinwaldita. É válido ressaltar a presença de cassiterita e columbita-tantalita na mineralogia dos pegmatitos, que são os minerais de minério de Sn, Nb e Ta que ocorrem na região, e que foram exploradas como lavras a céu aberto no decorrer do tempo.

Mais recentemente Pereira *et al.* (2008) descreveram tantalita, columbita-tantalita, Pb-tantalita, manganotantalita, pirocloro, microlita, bariomicrolita, uraniomicrolita, wodginita, Fé-wodginita, zircão hafnífero, zircão, esfarelita, biotita e albita nos pegmatitos da região.

Um dos grandes problemas dos corpos pegmatíticos corresponde a definição de quantas gerações dos mesmos existem e se todas as gerações estão associadas a somente um dos corpos plutônicos, no caso o granitóide Ritápolis, ou se estes pegmatitos também estariam



associados aos demais corpos plutônicos, representados pelo ortogneisse granítico Fé ( $2191 \pm 9$  Ma), trondhjemitó Cassiterita ( $2162 \pm 10$  Ma), ortogneisse tonalítico Resende Costa, gnaíse granítico São Tiago ( $2050 \text{ Ma} \pm 12 \text{ Ma}$ ), entre outros.

Neste sentido, as rochas do gnaíse tonalítico Ramos são cortadas por duas gerações bem distintas de corpos pegmatíticos, sendo a geração mais antiga, deformada, formando bandas claras no gnaíse (Figura 18) juntamente com o corpo tonalítico. A segunda geração, mais nova, ocorre como corpos de espessura métrica e forma tabular, cortando a foliação do gnaíse de forma discordante (Figura 20), bem como os pegmatitos da primeira geração.

A presença de corpos pegmatíticos no ortogneisse Resende Costa é abundante, sendo observados, em alguns afloramentos, até 2 (duas) gerações distintas que se entrecortam. A origem desses pegmatitos não está relacionada a formação do gnaíse já que os mesmos não ocorrem segundo a direção da foliação ou lineação do gnaíse. É provável que estes pegmatitos estejam relacionados ao granitóide Ritápolis, tido como o corpo plutônico mais novo da área.

Os pegmatitos que cortam os litótipos do granitóide Ritápolis na área estudada são, geralmente, da ordem de um metro de espessura com formas tabulares (Figura 77), apresentando contatos retos, irregulares ou sinuosos com a rocha encaixante. Estes apresentam diversos *strikes*, sendo comum a mudança de direção desses corpos. Em alguns afloramentos do granitóide Ritápolis foram identificadas 2 fases de corpos pegmatíticos que se entrecortam, levando a crer que pelo menos dois pulsos magmáticos distintos levaram a formação desses pegmatitos. Historicamente a gênese desses pegmatitos está relacionada aos estágios finais de cristalização do granitóide Ritápolis, fato que parece ser verdadeiro, já que esses corpos cortam todas as unidades tidas como mais velhas que o granitóide Ritápolis na região (além das próprias rochas do granitóide) e não cortam os diques de metadiabásio-diabásio, posteriores ao corpo Ritápolis.

#### 8.5.5 – Geoquímica

Para a caracterização geoquímica foram utilizadas 6 novas análises, sendo que 5 amostras são da facies inequigranular média (representada por círculos vermelhos nos diagramas) do granitóide Ritápolis e 1 (uma) amostra da facies grossa (representada por um triângulo azul nos diagramas). As amostras foram analisadas para elementos maiores, menores e traços (Tabela 12), sendo que a seleção das mesmas baseou-se principalmente em critérios de campo e petrográficos, dentre os quais, o estado de alteração intempérica e a

variação faciológica. A distribuição das amostras na área mapeada também influenciou na seleção, preferindo-se, dentro do possível, amostras espacialmente afastadas.

**Tabela 12** – Resultados apresentados na presente monografia das análises geoquímicas para as rochas da facies inequigranular média e grossa. Amostras EL-4, 5, 10, 58 e 59 são de rochas da facies inequigranular média; amostra EL-53 é de fragmento de rocha da facies inequigranular grossa.

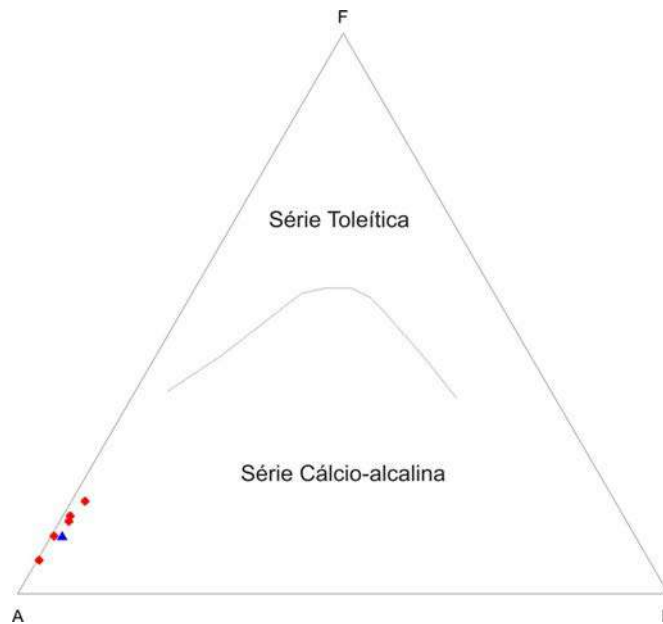
		Amostras					
		EL-4	EL-5	EL-10	EL-53	EL-58	EL-59
Elementos químicos	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,599	1,872	1,43	1,058	1,125	0,592
	MnO	0,019	0,045	0,041	0,021	0,022	0,022
	TiO <sub>2</sub>	0,166	0,219	0,104	0,096	0,101	0,105
	CaO	0,606	0,901	0,664	0,643	0,8	0,772
	K <sub>2</sub> O	5,339	4,38	4,664	4,484	4,939	4,558
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,031	0,037	0,029	0,024	0,02	0,017
	SiO <sub>2</sub>	73,806	72,597	74,016	75,462	73,504	75,013
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,321	14,912	14,29	14,64	14,401	14,021
	MgO	0,123	0,219	0,134	0,166	0,058	0,043
	Na <sub>2</sub> O	3,424	4,014	3,846	3,793	3,885	3,958
	V	46	51	38	35	35	38
	Cr	0	0	0	0	0	0
	Co	0	0	0	0	0	0
	Ni	7	8	0	12	0	4
	Zn	47	57	57	51	42	47
	Ga	16	19	18	18	17	17
	Rb	244	331	358	351	309	296
	Sr	89	117	68	50	37	44
	Y	173	72	105	115	97	103
	Zr	163	176	125	111	99	99
	Nb	21	36	35	35	25	21
	Ba	683	682	617	693	743	469

Nos dois diagramas apresentados nesta monografia onde estão representados os grupamentos definidos por Souza (2009) é possível notar uma distinção entre os grupos das rochas da facies grossa e fácies média de alto K<sub>2</sub>O e os demais grupos. Souza (2009) levantou duas hipóteses para explicar esta segregação, estas seriam cogenéticas e estariam associadas a evolução de um único magma pai; ou estas estariam associadas a evolução de pelo menos dois magmas distintos

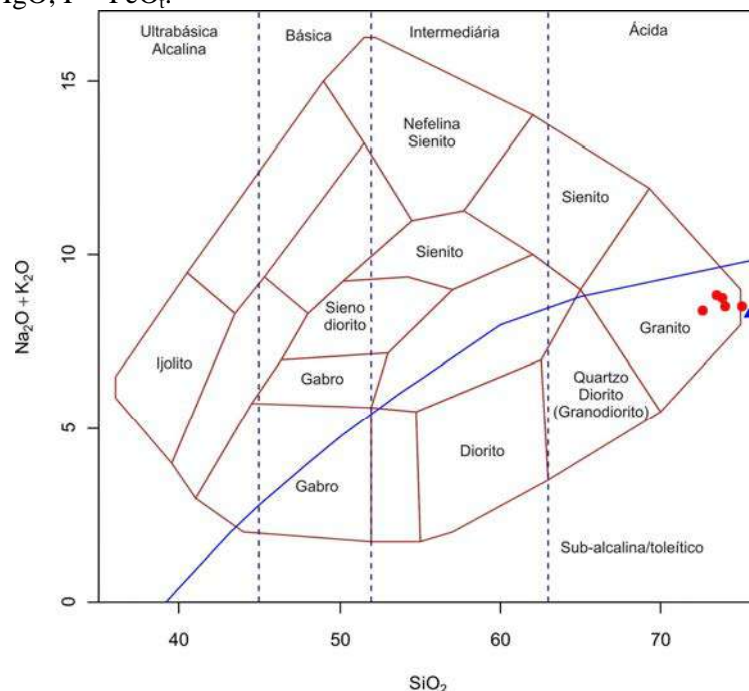
As amostras analisadas na presente monografia foram comparadas com as análises obtidas por Souza (2009) permitindo um enquadramento das mesmas na subdivisão geoquímica proposta.

Em termos gerais, no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis alinham-se segundo um *trend* pertinente ao campo das

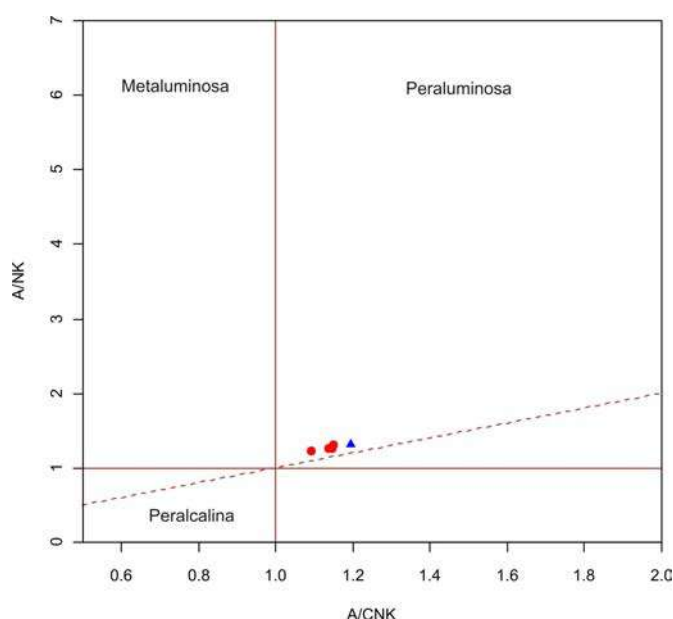
rochas da série cálcio-alcálica (Figura 85), sendo as mesmas representadas pela típica depleção de  $\text{FeO}_{\text{Tot}}$  e de  $\text{MgO}$  e pelo enriquecimento em álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). No diagrama TAS para classificação de rochas ígneas (Cox *et al.*, 1979) todas as amostras plotam no campo dos granitos (Figura 86). Quanto ao índice de aluminosidade, as rochas do granitóide Ritápolis são peraluminosas (Figura 87), como é indicado pela sua mineralogia, onde não foi identificada a presença do clinopiroxênio ou anfibólio.



**Figura 85** – Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média; A –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; M –  $\text{MgO}$ ; F –  $\text{FeO}_t$ .

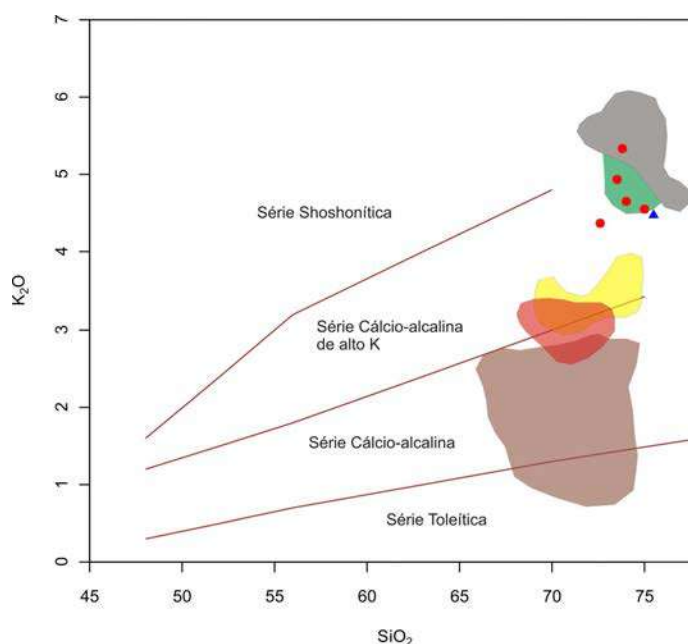


**Figura 86** – Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média.



**Figura 87** – Diagrama  $[Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]_{mol} \times [Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)]_{mol}$  (Maniar & Picolli, 1989) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média.

No diagrama  $SiO_2 \times K_2O$  (Peccerillo & Taylor, 1976) é possível correlacionar as amostras analisadas nesta monografia com os grupos definidos por Souza (2009) com base na geoquímica (**Figura 88**). As rochas da facies média da área estudada plotam na área de abrangência das rochas da facies grossa estudada por Souza (2009), o que pode ser interpretado como um indício de cogeneticidade entre essas rochas. A análise da rocha da facies grossa também se superpõe com o grupo mencionado acima, indicando que estas poderiam ser oriundas de um mesmo magma.



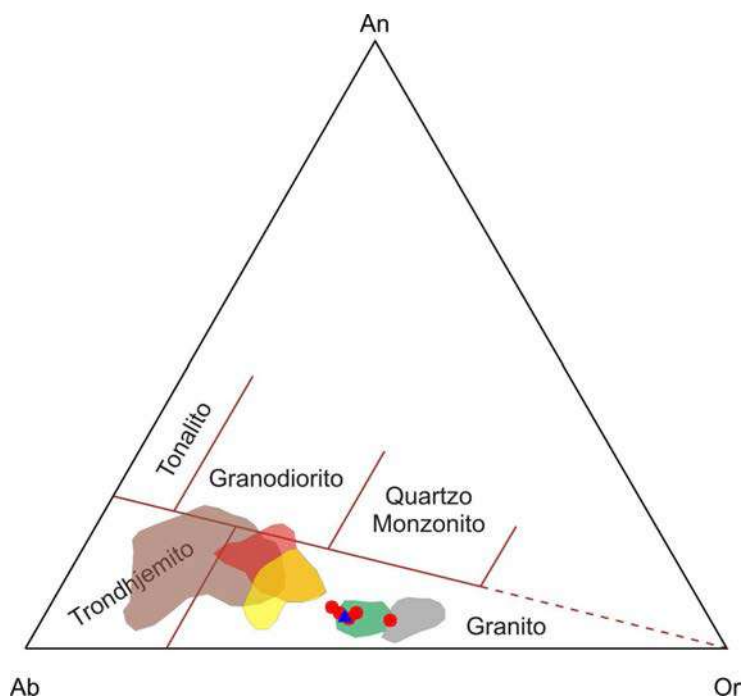
**Figura 88** – Diagrama  $K_2O \times SiO_2$  (Peccerillo & Taylor, 1976) com as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis e as áreas correspondentes às facies geoquímicas definidas por Souza (2009).

Grupos faciológicos definidos por Souza (2009) quanto a geoquímica – rochas da facies fina: área vermelha; rochas da facies média de baixo K<sub>2</sub>O: área marrom; rochas da facies média de médio K<sub>2</sub>O: área amarela; rochas da facies média de alto K<sub>2</sub>O: área cinza; rochas da facies grossa: área verde.

As rochas da facies média analisadas na presente monografia se enquadram no campo geoquímico da facies grossa definida por Souza (2009), implicando que o campo de abrangência da facies média de alto K<sub>2</sub>O proposto por este autor é mais amplo. A rocha da facies grossa analisada na presente monografia se enquadra no grupo da facies grossa definida por Souza (2009).

No diagrama triangular de feldspatos normativos (O'Connor, 1965 - **Figura 89**) observa-se o mesmo tipo de alinhamento das rochas analisadas nesta monografia com os grupos de rochas da facies grossa definido por Souza (2009), confirmando o observado no diagrama K<sub>2</sub>O x SiO<sub>2</sub> (Peccerillo & Taylor, 1976 – **Figura 88**).

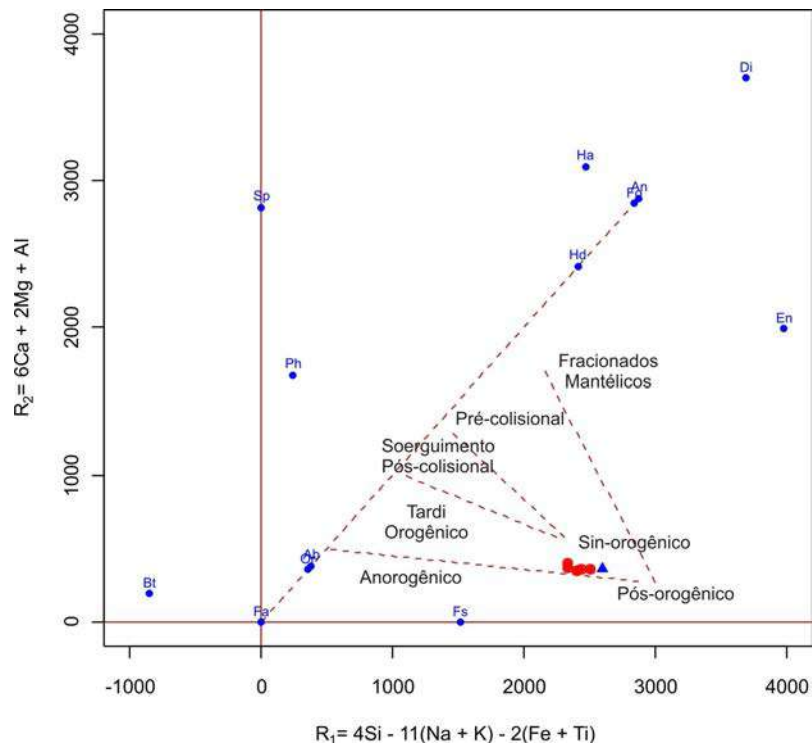
Em termos de ambiência tectônica no diagrama R1xR2 (Batchelor & Bowden, 1985 – **Figura 90**) as amostras analisadas concentram-se em sua grande maioria no campo dos granitos sin-colisionais a tardi-orogênicos. Ainda no âmbito de ambiência tectônica, no diagrama discriminante (Yb+Nb)+Rb (Pearce *et al.*, 1984 – **Figura 91**) as amostras do granitóide Ritápolis estão localizadas no campo dos granitos intraplaca.



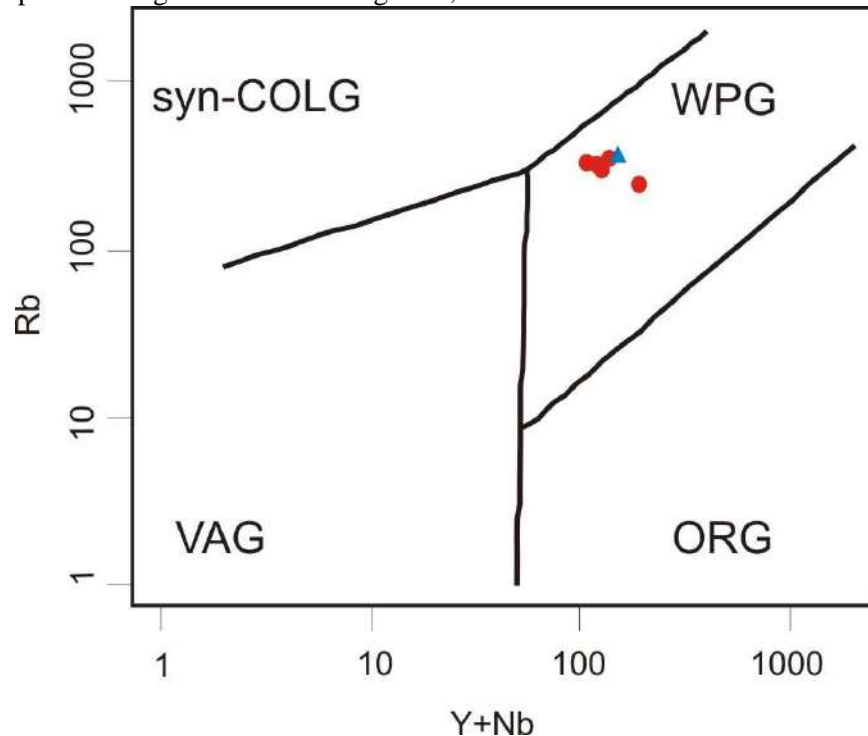
**Figura 89** - Diagrama triangular de feldspatos normativos de O'Connor (1965) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis e as áreas correspondentes às facies geoquímicas definidas por Souza (2009). Grupos faciológicos definidos por Souza (2009) quanto a geoquímica – rochas da facies fina: área vermelha; rochas da facies média de baixo K<sub>2</sub>O: área marrom; rochas da facies média de



médio K<sub>2</sub>O: área amarela; rochas da facies média de alto K<sub>2</sub>O: área cinza; rochas da facies grossa: área verde.



**Figura 90** - Diagrama R1xR2 (Batchelor & Bowden, 1985) para as rochas da facies média e grossa granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média.



**Figura 91** – Diagrama (Y+Nb) X Rb de Pearce *et al.* (1984) para as rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis. Triângulo azul – Facies grossa; Círculo vermelho – Facies média. Syn COLG – granito sin colisional; WPG – granito intraplaca; VAG – granito de arco vulcânico; ORG – granito orogênico.

## 8.6 – DIQUES DE METADIABÁSIO-DIABÁSIO

Durante o mapeamento geológico foram identificados vários corpos tabulares de espessura aparente variando de 5 m a 400 m, que foram designados de diques de metadiabásio-diabásio. Estes se apresentam em campo em blocos, e até mesmo *boulders* esféricos refletindo a atuação da esfoliação esferoidal nas rochas. Estas originam, a partir do intemperismo, um solo de cor vermelho intenso, semelhante ao solo referente aos litótipos metamáficos do *greenstone belt* Rio das Mortes. As rochas que compõe os diques são diabásios, com a mineralogia primária (piroxênio e plagioclásio) modificada incipientemente para epidoto e anfibólio. Apesar da rocha conter indícios de transformações *subsolidus* é freqüente a observação de texturas ígneas ofíticas e subofítica. Ainda quanto a litologia são encontrados em áreas de contato com as rochas encaixantes uma rocha com aspecto filítico de cor marrom, marrom esverdeada.

Dentre estes destacam-se 3 corpos representáveis em mapa por seus comprimentos e espessuras consideráveis (em média 400 m) e, bem como por possuírem o mesmo *strike* (orientação 120° - 300°). O primeiro ocorre na parte sul do mapa, é intrusivo nas rochas da facies inequigranular média do granitóide Ritápolis e possui foliação de 40°/55° (dip-dip), concordante com a orientação do corpo.

Os dois outros diques ocorrem na porção norte do mapa e cortam os litótipos do ortogneisse tonalítico Resende Costa no lado leste da falha do rio Santo Antônio e as rochas da facies inequigranular grossa do granitóide Ritápolis a oeste da mesma, implicando que os mesmos seriam mais novos que a referida falha. Foi efetuada uma medida de foliação de 43°/58° (dip-dip), que condiz com a realizada no primeiro dique.

Em ambos os diques foram encontradas rochas filíticas nas bordas e diabásios em áreas mais centrais. Souza (2009) interpretou essa estrutura filítica como resultado de metamorfismo em rochas de granulação fina que se formaram em áreas marginais do dique mediante o resfriamento rápido das mesmas por estarem em contato com a rocha encaixante “fria”.

É discutível a ação de um evento termo-tectônico, gerador de foliação, na região em um momento posterior ao da alocação dos diques. A presença de uma borda filítica pode ocorrer devido à própria movimentação diferencial de áreas mais centrais do dique durante sua alocação, gerando assim uma foliação em suas bordas. Até mesmo a atividade intensa de falhas controlando a alocação do dique pode ser responsável pelo desenvolvimento de uma foliação em áreas marginais do mesmo. As duas hipóteses explicariam a presença dos filitos de borda e o fato das rochas estarem foliadas em concordância com a orientação do corpo.

Quanto às mudanças mineralógicas encontradas nos diabásios, Souza (2009) as interpreta como resultado de fluidos deutéricos oriundos do próprio corpo durante seu resfriamento, não as relacionando a um evento termo-tectônico, em contrapartida, Ávila (informação verbal) a partir de dados de K-Ar defende que o evento termo-tectônico brasileiro afetou as rochas a região, o que não está descartado e de fato poderia mudar a mineralogia primária dos diabásios. Porém este evento se limitaria à mudanças nas condições de temperatura da região estudada, provavelmente não refletindo em deformações neoproterozóicas na área.

## 9 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

Nas rochas do gnaiss tonalítico Ramos foram encontrados pelo menos duas fases deformacionais evidenciadas, em ordem cronológica, pelo bandamento gnáissico (Figura 13) propriamente dito ( $D_1$ ) e por intrusões tonalíticas e veios pegmatíticos que foram dobrados ( $D_2$ ) subparalelamente a foliação do gnaiss (Figura 14). Destaca-se que os diques tonalíticos apresentam, inclusive, xenólitos de anfibolito lenticulares e orientados conforme a deformação  $D_2$  (Figura 15).

A presença dos xenólitos de anfibolito evidenciam a presença do evento  $D_1$ , pois a rocha já se encontrava metamorfisada antes da intrusão do corpo tonalítico. Após, ou concomitantemente, a intrusão deste corpo temos o evento deformacional  $D_2$  que gerou a foliação no corpo tonalítico e alongou e orientou os xenólitos de anfibolito dentro deste corpo.

As medidas de foliação realizadas do bandamento das rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes não apresentaram nenhum padrão com relação à inferência de dobras e estruturas em geral. Os corpos anfibolíticos a oeste do mapa geológico são interpretados como grandes *roof pendants*, constituindo assim fragmentos rochosos mexidos durante a intrusão do corpo ígneo, o que gerou esta série de medidas de foliação sem significado estrutural aparente.

A grande massa correspondente ao *greenstone belt* Rio das Mortes a leste do mapa geológico não foi interpretada como *roof pendant* já que constitui um corpo individualizado e que provavelmente limita o granitóide Ritápolis naquela região. Destaca-se que nesta região predomina a seqüência metassedimentar (filitos e gonditos), que segundo Ávila (2000) está orientada NWW-SEE e aflora descontinuamente até as proximidades da mina de Volta Grande. Porém é necessário o mapeamento geológico em áreas contíguas à leste da área mapeada na presente monografia para confirmar tal hipótese.

Nas rochas do ortognaiss Resende Costa foram realizadas medidas de foliação e lineação (Figura 31) que forneceram o único padrão estrutural observado nas rochas da região. Estruturalmente, a foliação impressa nas rochas do ortognaiss Resende Costa orienta-se para sul (entre 170 e 200°) com mergulhos entre 25 e 38°. Duas medidas apresentaram a mesma direção de *strike* leste-oeste porém com mergulhos para norte, o que pode significar a presença de uma dobra em grande escala. Os diques de metadiabásio-diabásio que ocorrem na área se orientam conforme o *strike* da foliação medida no ortognaiss Resende Costa, apontando que, provavelmente sua alocação ocorreu condicionada por esses planos de fraqueza.

Quanto à geologia estrutural atribuída as rochas do granitóide Ritápolis as principais interpretações foram realizadas em estudos petrográficos. As observações de campo que se referem à quantificação de estruturas, como foliação, foram de pouca utilidade já que não apresentam coerência, padrão estrutural quando observadas em mapa, isto é, não serviram para fins interpretativos. Este problema se alia a falta de afloramentos contínuos tanto da granitóide Ritápolis, quando de suas rochas encaixantes, bem como de afloramentos cruciais (zona de contatos entre corpo ígneo e rochas encaixantes) para interpretações quanto à alocação do corpo e sua relação com os eventos deformacionais regionais.

Ainda assim, ficou evidente a presença de uma foliação fraca, incipiente nas rochas da facies média e grossa do granitóide Ritápolis, definida, respectivamente, pela orientação de cristais de biotita e por cristais de biotita e feldspato. Esta foliação é ainda mais forte e pronunciada na facies média foliada, que teve esta característica como uma das principais para se diferenciar das rochas da facies média.

As rochas das três facies foram analisadas petrograficamente e as estruturas encontradas a seguir serão enumeradas e interpretadas conforme sua ocorrência em cada facies do granitóide Ritápolis, sendo inseridas no contexto evolutivo do corpo plutônico.

Nas rochas da facies grossa as feições encontradas foram: 1) inclusões arredondadas de quartzo em cristais de plagioclásio e K-feldspato indicando deformação do corpo (Vernon & Paterson, 2008); 2) fraturas preenchidas por quartzo, feldspato e biotita nos feldspatos, feição que indica segundo estudos de Vernon *et al.* (2004) a presença de deformação com resíduos de fusão na câmara magmática; 3) cristais de plagioclásio com forte extinção ondulante e geminação polissintética defletida; 4) extensa recristalização de plagioclásio em agregados xenomórficos na borda de cristais maiores (Figura 46) sugerindo que após sua cristalização o corpo foi submetido a uma temperatura mínima de 500°C (Tullis *et al.*, 2000), correlacionada ou não à sua deformação; 5) pertita em forma de chamas (pertita *flame*) no contato do k-feldspato com outros minerais (quartzo, plagioclásio) demonstrando uma zona de concentração de *strain*, provavelmente induzido por deformação no corpo; 6) agregados monominerálicos de quartzo recristalizado (Figuras 51 e 52) com extinção ondulante bastante desenvolvida, *deformation band* e contatos irregulares, lobados entre os cristais de quartzo recristalizados inferindo a atuação de *grain boundary migration*, que implica em um componente dúctil na deformação do corpo.

A interpretação genética e cronológica para essa série de estruturas aponta que a deformação no corpo ocorreu durante as fases finais de cristalização, quando ainda havia presença de fusão na câmara magmática. A deformação nos cristais de feldspato foi



diagnosticada pelo fato de sua geminação polissintética se apresentar de forma irregular e pelo fraturamento dos cristais, este último refletindo o comportamento rúptil dos cristais de plagioclásio mediante a deformação. As estruturas encontradas nos agregados de quartzo se restringem a deformação no estado dúctil, porém o comportamento plástico inerente ao quartzo permite este tipo de deformação mediante a aplicação de qualquer esforço durante os estágios finais de cristalização de um corpo ígneo.

Nas rochas da facies média as feições encontradas foram: 1) fraturamento dos cristais de feldspato, ocorrendo preenchidas pelos mesmos minerais descritos nas fraturas das rochas da facies grossa e muitas vezes apenas por quartzo; 2) chamadas de pertita (pertita *flame*) em k-feldspato com gênese relacionada a atuação de esforços deformacionais na rocha (Figuras 64 e 65); 3) agregados monominerálicos de quartzo recristalizado com extinção ondulante, *deformation band* (Figura 71), *bulging nucleation* (Figura 72) e contatos tanto poligonizados (Figura 74) quanto lobados (Figura 73), indicando deformação em um estágio dúctil com diferentes estágios de recuperação do cristal.

Nas rochas da facies média foliada foram identificadas as seguintes estruturas: 1) forte orientação de cristais tanto de feldspato euédricos quanto de biotita e agregados monominerálicos de quartzo (Figuras 80a e b); 2) presença marcante de extinção ondulante em cristais de plagioclásio; 3) inclusões arredondadas e quartzo em fenocristais de k-feldspato; 4) agregados monominerálicos de quartzo recristalizado com contatos poligonizados entre si.

Esta facies possui como característica marcante a presença de uma foliação bem desenvolvida, facilmente observada em afloramento e em lâmina petrográfica. Ao contrário das outras facies o plagioclásio possui com frequência extinção ondulante, indicando que sofreu uma forte deformação. Os agregados de quartzo não apresentam feições de recuperação de grãos como extinção ondulante e *deformation band*. Seus grãos estão totalmente recristalizados com contatos poligonizados entre si. Isto infere que uma forte deformação atuou no corpo, com os cristais de quartzo totalmente recuperados.

O mapa geológico apresentado no Anexo I apresenta uma feição linear de *strike* N-S e que separa os litótipos do ortognaisse Resende Costa das rochas do granitóide Ritápolis. Esta feição foi interpretada como uma falha geológica, que corresponde geomorfologicamente ao rio Santo Antônio, na parte central no mapa. A presença e o posicionamento dessa falha foi aferida devido à ausência de contato e de relações de campo entre as rochas citadas acima, e principalmente pelo contato entre as unidades constituir o próprio rio Santo Antônio, este bem retilíneo. Fica claro que a falha do rio Santo Antônio ocorreu em um momento posterior à

cristalização, alocação do granitóide Ritápolis, assim como fica claro quando observamos o mapa geológico que a mesma é anterior a ocorrência dos diques de metadiabásio - diabásio que cortam a falha, não sendo deslocados pela mesma.

## 10 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O mapeamento geológico entre as cidades de Ritápolis e Resende Costa permitiu a identificação de seis (6) unidades litoestratigráficas (**Anexo I – Mapa geológico**):

- 1 – Gnaiss tonalítico Ramos composto por bandas claras e escuras, bem como é cortado por diques tonalíticos félsicos;
- 2 – *Greenstone Belt* Rio das Mortes: composto por anfibolitos, raras rochas metaultramáficas, quartzitos, gonditos, filitos quartzosos, filitos avermelhados – amarronzados;
- 3 – Ortognaiss tonalítico Resende Costa: compreende rochas tonalíticas, inequigranulares médias a grossas, além de delgados diques leucograníticos;
- 4 – Granitóide Ritápolis: facies média, grossa e pegmatitos associados;
- 5 – Diques de metadiabásio-diabásio;
- 6 – Sedimentos fluviais e coluvionares do Neógeno.

As relações de campo entre as rochas das diferentes unidades mapeadas na região, bem como a presença (ou ausência) de eventos deformacionais em rochas de certas unidades permitiram a elaboração de uma sequência cronológica para o local. O gnaiss tonalítico Ramos e o *greenstone Belt* Rio das Mortes são provavelmente as unidades mais velhas da região, embora não tenham sido reconhecidas relações de campo destas unidades com as rochas do ortognaiss tonalítico Resende Costa, e nem mesmo entre si.

Quanto ao granitóide Ritápolis foram encontrados diques do mesmo cortando as rochas do gnaiss tonalítico Ramos (**Figura 22**), xenólitos centimétricos de rochas anfibolíticas relacionados ao *greenstone belt* Rio das Mortes (**Figura 39**) e diques de metadiabásio-diabásio cortando as rochas do referido corpo. A única unidade que não apresenta relações de campo com o granitóide Ritápolis é o ortognaiss tonalítico Resende Costa. Porém a presença de uma forte lineação/foliação nas rochas do ortognaiss Resende Costa e a ausência de tal feição nas rochas do granitóide Ritápolis indicam que o primeiro corpo foi submetido a um esforço deformacional pretérito a formação das rochas do granitóide Ritápolis, sendo assim mais velho.

Desta forma fica claro o posicionamento temporal do granitóide Ritápolis na estratigrafia da área mapeada, sendo o mesmo mais novo que o gnaiss tonalítico Ramos, o *greenstone belt* Rio das Mortes e o ortognaiss tonalítico Resende Costa e mais velho que os diques de metadiabásio - diabásio.

A petrografia das rochas das diferentes facies do granitóide Ritápolis apontou para uma composição monzogranítica para a facies inequigranular grossa, monzogranítica e granodiorítica para as rochas da facies inequigranular média e monzogranítica para as rochas da facies inequigranular média foliada.

As rochas das diferentes facies apresentam praticamente a mesma assembléia mineralógica, que consiste em plagioclásio, microclina (pertítica), ortoclásio, quartzo, biotita, zircão, apatita (não detectada na facies inequigranular média foliada), granada (encontrada somente na facies inequigranular média) e allanita. Relações entre os minerais observados indicaram uma ordem de cristalização magmática igual para todas as facies, consistindo em zircão, allanita, apatita (não detectada na facies média foliada), granada, minerais opacos, plagioclásio, k-feldspato, biotita e quartzo.

Foram identificadas três paragêneses pós-magmáticas em todas as rochas das diferentes facies do granitóide Ritápolis. A primeira refere-se às reações ocorridas no plagioclásio resultando em sua sericitização (Figura 59), que consiste no sobrecrecimento de sericita, muscovita, epídoto e carbonato. A segunda paragênese consiste na alteração de biotita primária para biotita hidrotermal, que ocorre associada a muscovita, epídoto e zoisita. Destaca-se que essas duas paragêneses são comuns as rochas das três facies. A terceira e última paragênese refere-se às transformações ocorridas na biotita magmática e metamórfica, que se alteram para clorita e titanita e de minerais opacos por titanita.

As duas primeiras paragêneses provavelmente são relacionadas ao hidrotermalismo ocorrido no batólito Ritápolis, onde as transformações ocorridas na biotita e plagioclásio seriam oriundas da interação desses minerais com fluidos provenientes dos estágios finais de cristalização do granitóide Ritápolis. O acesso dos fluidos ao plagioclásio ocorreu devido a presença de poros nas partes mais cálcicas do cristal (Figura 61), e ao resto da rocha por fraturas e por regiões de contato entre os cristais.

Foram observados dois tipos de estruturas nas rochas do granitóide Ritápolis, uma geneticamente relacionada a processos convectivos dentro da câmara magmática, e outra com gênese relacionada à alocação desses corpos na crosta, gerando feições deformacionais.

As estruturas magmáticas encontradas correspondem à orientação de cristais hipidiomórficos de biotita primária nas rochas da facies inequigranular média (Figura 58) e média foliada, e orientação de cristais hipidiomórficos de feldspato e agregados de quartzo nas rochas da facies inequigranular média foliada (Figuras 80a e b) e grossa. Estas feições são interpretadas como o resultado de movimentos convectivos ocorridos dentro da câmara magmática, sendo assim estritamente de origem magmática.

Também foi classificada como feição magmática o zonamento reverso observado nos cristais de plagioclásio das rochas da facies inequigranular média. Esta feição, conhecida como *calcic spike zone*, consiste no aparecimento de uma zona mais cálcica (alterada para sericita) englobando uma zona mais sódica e límpida em um cristal de plagioclásio (Figura 62). Esta feição foi interpretada como indicação de participação de mistura de magmas ácidos (Grogan & Reavy, 2002) durante a evolução magmática de corpos ígneos e é causado pela entrada de um magma mais quente, na câmara magmática introduzindo cálcio no sistema.

Souza (2009) propôs que as rochas da facies média seriam mais antigas que as rochas da facies grossa, conclusão que foi seguida na presente monografia e serviu como base de interpretação de estruturas pós-magmáticas encontradas no granitóide Ritápolis.

Nas rochas da facies média, mais antigas, foram encontradas feições indicando que o granitóide sofreu deformação como, por exemplo, pertita *flame* em k-feldspatos (Figuras 64 e 65). Também foram observadas fraturas em cristais de feldspato, as quais foram preenchidas com quartzo, biotita e feldspato, indicando que o fraturamento ocorreu quando ainda havia líquidos residuais (fusão) na câmara magmática, isto é, em estágios tardios da cristalização do corpo magmático. Vernon *et al.* (2004) interpretou essa mesma feição como de origem magmática no batólito San José na região da Baja Califórnia, México. O esforço responsável pelo fraturamento dos feldspatos também foi responsável pela recristalização de cristais de quartzo na rocha. Este fato justifica-se pela resposta, particular de cada mineral a deformação, com o feldspato se comportando de forma rúptil e o quartzo de forma dúctil. Entre as feições de origem deformacional dúctil encontradas em agregados de quartzo temos: extinção ondulante, *deformation band* (Figura 71), *bulging nucleation* (Figura 72) e contatos poligonizados (Figura 74) e lobados (Figura 73) entre os cristais formadores dos agregados.

O esforço responsável pela deformação encontrada nas rochas da facies inequigranular média foi atribuído à alocação do corpo na crosta, não sendo encontradas evidências que sugerissem a atuação de deformação regional neste processo. Assim como as rochas da facies inequigranular média, as rochas da facies grossa possuem feições genéricas, comumente relacionadas à deformação como pertita *flame* em k-feldspatos e inclusões arredondadas de quartzo em feldspatos. Neste contexto, o estado reológico das rochas das facies inequigranular média e grossa durante sua alocação na crosta encontrava-se no limite entre os estágios *subsolidus* e *supersolidus*, isto é, nos estágios finais de cristalização com presença de pouca fusão residual.

Quanto ao hidrotermalismo, responsável pela sericitização dos cristais de plagioclásio e pela alteração da biotita em todas as facies, conclui-se que o mesmo ocorreu durante os



estágios finais de consolidação das rochas da fácies média e grossa, não sendo possível atribuir este processo a uma das facies em particular. O referido processo também foi o responsável pela recristalização de plagioclásio em cristais xenomórficos nas bordas de cristais maiores. Esta feição geralmente indica que a rocha foi submetida a uma temperatura de pelo menos 500°C após sua consolidação (Tullis *et al.* 2000), porém esta feição não é comum a todos os cristais de plagioclásio, ocorrendo apenas localmente nas rochas da facies grossa e sem a presença de cristais poligonizados. Concluindo, esta feição foi interpretada como resultante da passagem de fluidos hidrotermais oriundos do próprio corpo, que percolaria porções restritas do mesmo.

Por fim, as rochas da facies média foliada foram interpretadas como uma área da câmara magmática onde houve atuação mais intensa de correntes convectivas, gerando foliação mais visível, definida por cristais de biotita, feldspato hipiomórfico e quartzo.

A falta de afloramentos contínuos e em pontos críticos, como o contato do batólito com as encaixantes, torna impossível uma interpretação definitiva acerca da origem dos eventos geradores das feições descritas acima. Desta forma, como já foi elucidado, sugere-se que a foliação impressa nas rochas das facies média e média foliada seja de origem magmática e submagmática (com presença de fusão residual) e estariam relacionadas a processos de alocação do plúton na crosta, não sendo encontrados indícios para que esta foliação tenha sido originada por eventos deformacionais regionais.

A caracterização geoquímica das rochas das diferentes facies do granitóide Ritápolis apontou que as mesmas são peraluminosas e teriam se formado em um ambiente intra-placa, este último fato reforçando a ausência de deformação regional no corpo. Foram classificadas também como cálcio-alcálicas de alto K/shoshoníticas situando-se no grupamento de rochas de mais alto K<sub>2</sub>O definido por Souza (2009) que estudou as rochas do granitóide Ritápolis em área adjacente.

Souza (2009) produziu um mapa da área estudada com base nos teores de K<sub>2</sub>O obtidos nas análises químicas das rochas do granitóide Ritápolis (Figura 92), sendo que este resultou em uma distinção clara entre regiões de baixo conteúdo de K<sub>2</sub>O e de elevado conteúdo de K<sub>2</sub>O. A primeira compreendendo rochas da facies fina, média de baixo K<sub>2</sub>O, média de médio K<sub>2</sub>O, enquanto a segunda abrangeria rochas da facies média de alto K<sub>2</sub>O e facies grossa. Esta distinção é caracterizada pelo evidente *gap* nos teores de K<sub>2</sub>O e pode sugerir a presença de dois corpos distintos na área de mapeamento que envolveria o granitóide Ritápolis. Desta maneira, rochas da facies inequigranular média de baixo K<sub>2</sub>O foram datadas com 2121 ± 7 Ma e 2122 ± 6 Ma (Ávila, 2000) e corresponderiam a um pulso magmático tipicamente de

arco vulcânico (Figura 93 – Souza, 2009), enquanto as rochas das facies média de alto K<sub>2</sub>O e grossa são claramente de ambiente intraplaca (Figura 91) e poderiam ser mais novas como sugerido por Campos (2004), que obteve idades de 2061 ± 200 Ma.

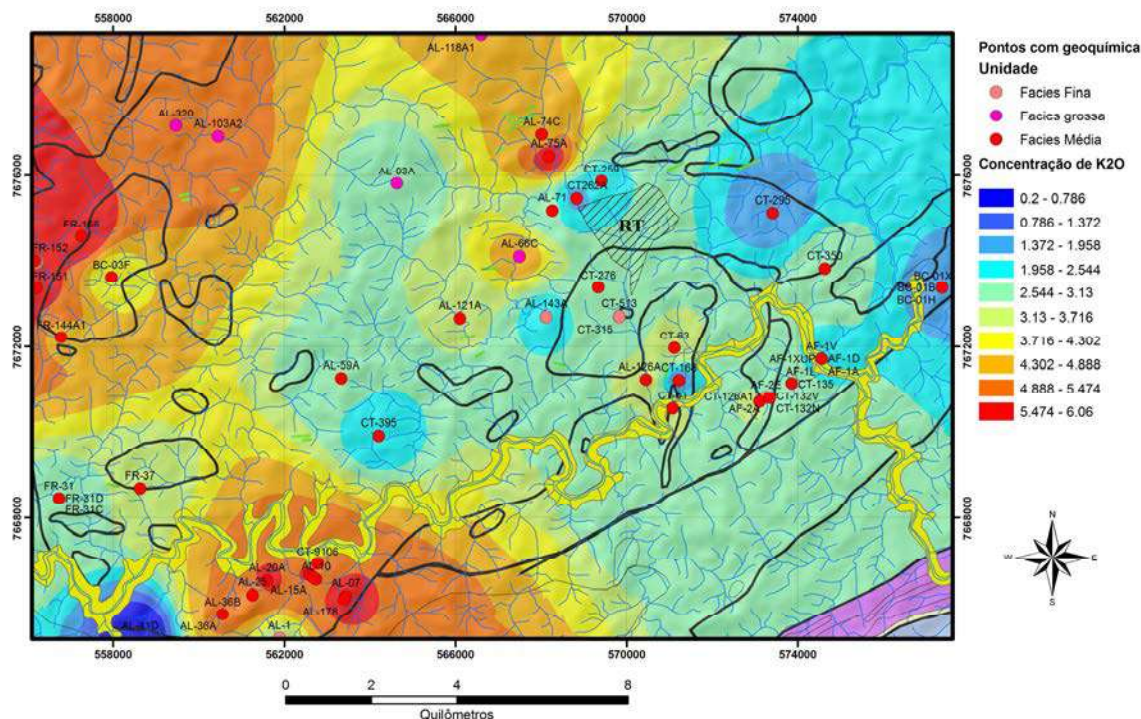


Figura 92 – Mapa de concentração de K<sub>2</sub>O de Souza (2009) para as rochas analisadas do granitóide Ritápolis.

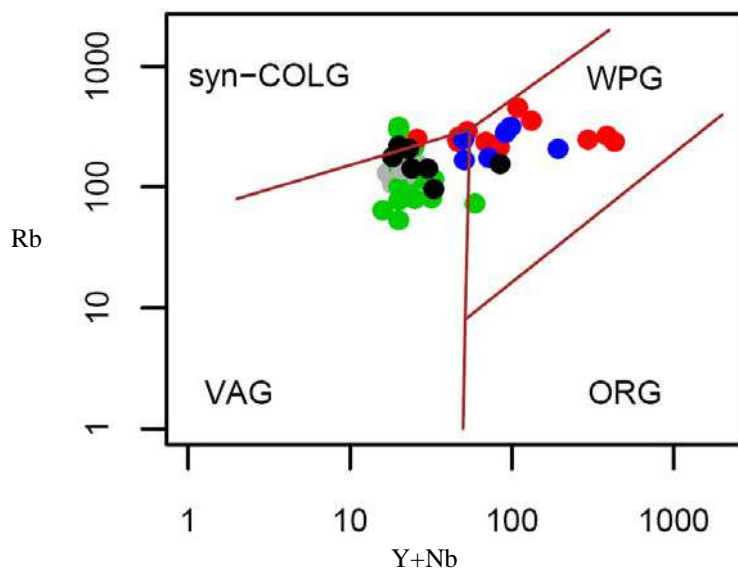


Figura 93 – Diagrama de Rb x (Y+Nb) (Pearce et al., 1984) retirado de Souza (2009) para as rochas das diferentes facies do granitóide Ritápolis. Azul – Facies grossa; Vermelho – Facies média de alto K<sub>2</sub>O/shoshonítica; Cinza - Facies média de médio/alto K<sub>2</sub>O; Verde - Facies média de médio K<sub>2</sub>O; Preto – Facies fina.

Relacionando o granitóide Ritápolis a evolução geológica da região, Souza (2009) concluiu que a paragênese presente nas rochas do referido corpo era bastante semelhante a

aquela descrita por Ávila (2000) e Cherman (2004) para as rochas dos diversos corpos graníticos presentes na região entre as cidades de Lavras – São João del Rei, onde condições de facies xisto verde ou epidoto anfibolito foram encontradas. Porém, na presente monografia, a paragênese metamórfica descrita por Souza (2009) é atribuída a percolação de fluidos hidrotermais relacionados aos estágios finais de cristalização das rochas de alto K<sub>2</sub>O do batólito Ritápolis, que provavelmente são as rochas geneticamente relacionadas aos pegmatitos da região, porém ainda é necessário estudos sobre este tema.

Toledo (2002) observou nas rochas anfibolíticas do *greenstone belt* Rio das Mortes, a paragênese Mg-hornblenda + Fe-hornblenda + oligoclásio-andesina ± titanita ± ilmenita ± granada que aponta para condições de facies anfibolito inferior a médio. Porém, Toledo (2002) apontou a presença de um evento posterior (de facies xisto verde superior) superimposto ao evento descrito nas rochas anfibolíticas, que poderia corresponder ao evento metamórfico caracterizado na mineralogia das rochas de alto K<sub>2</sub>O do granitóide Ritápolis.

A partir destes dados, caracteriza-se a presença de pelo menos dois pulsos metamórficos na área estudada, onde o mais antigo está presente nas rochas anfibolíticas e não está registrado nas rochas do granitóide Ritápolis, tendo ocorrido em condições de facies anfibolito inferior a médio. Desta forma esse evento é mais antigo que  $2121 \pm 7$  Ma, que corresponde à idade de cristalização do granitóide Ritápolis. O segundo pulso metamórfico, de facies xisto verde superior, é, pelo menos, mais novo que  $2121 \pm 7$  Ma, e possivelmente mais novo que  $2061 \pm 200$  Ma, caso se confirme a idade do corpo mais rico em K<sub>2</sub>O do granitóide Ritápolis.

Desta forma, o pulso metamórfico impresso nas rochas do granitóide Ritápolis poderia estar relacionado ao final do Paleoproterozóico, cujas idades de metamorfismo foram caracterizadas por Machado *et al.* (1989) como entre 2060 Ma e 2030 Ma ou ao evento termo-tectônico Brasileiro, cujas idades variam entre 604 e 567 Ma (Sollner & Trouw, 1997; Trouw & Pankhust, 1993).

A primeira hipótese parece improvável, pois o evento descrito por Machado *et al.* (1989) estaria associado a condições de P e T de facies anfibolito, o que diferiria das condições de P e T da paragênese metamórfica do granitóide Ritápolis. Souza (2009) postulou que os diques de metagabro – metadiabásio, que intrudem o granitóide Ritápolis (possivelmente associados à abertura das bacias São João del Rei e Carandaí) também foram metamorfisados e em condições de facies xisto verde, e como não existe descrição de um evento metamórfico na região estudada entre o Paleoproterozóico e o Brasileiro, as feições metamórficas observadas nos diques só poderiam estar relacionadas ao evento termo-

tectônico Brasileiro. Porém na presente monografia a paragênese metamórfica identificada nas rochas dos diques foram atribuídas à percolação de fluidos relativos ao final da cristalização dos corpos. Também não foi encontrada nas rochas dos diques uma foliação metamórfica, a não ser nos filitos da borda interpretados aqui como resultantes da própria alocação dos diques na crosta.

## 11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkimim F.F. 2004. O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, p.17-35.
- Almeida F.F.M., Hasuy H., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Atas, p.363-391.
- Arzi A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**:173–184.
- Ávila C.A. 1992. *Geologia, petrografia e geoquímica das rochas Pré-cambrianas (unidade metadiorítica Itutinga e unidade metatrondjemítica Caburu) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João Del Rei, Minas Gerais.* Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 268p.
- Ávila C.A. 2000. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton do São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais.* Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 401p
- Ávila C.A., Barrueto H.R., Valença J.G., Ribeiro A., Pereira R.M. 2007. Petrografia e evolução magmática da Suíte Serrinha, porção meridional do Cráton São Francisco, Estado de Minas Gerais, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, **65**:59-81.
- Ávila, C.A., Cherman, A., Valença J.G. 2008. Dioritos Brumado e Rio Grande: geologia e relação com o metamorfismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional*, **66**:248-277.
- Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Barrueto H.R., Pereira R.M., Martins V.T.S, Dunyi L. 2006. The Glória quartz-monzodiorite isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**:543-556.
- Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. (no prelo). Rhyacian juvenile accretion in southern São Francisco craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro Belt. *Journal of South American Earth Sciences* (aceito, sem data de publicação).
- Ávila C.A., Teixeira W., Pereira R.M. 2004. Geologia e petrografia do Quartzo Monzodiorito Glória, Cinturão Mineiro, porção sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. Rio de Janeiro. *Arquivos do Museu Nacional*, **62**:83-98.
- Ávila C.A., Valença J.G., Moura C.A.V., Klein V.C., Pereira R.M. 2003. Geoquímica e idade do Tonalito/trondjemito Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional*, **61**:267-284.
- Ávila C.A., Valença J.G., Moura C.A., Teixeira W. 1999. Geoquímica e geocronologia do Diorito Brumado, região de São João del Rei, Minas Gerais. *In: V Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e VII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Anais*, p.300-303.
- Ávila C.A., Valença J.G., Nissen A.S., Couto F.M. 1997. Petrografia e geoquímica das rochas dioríticas-tonalíticas pertencentes ao Metadiorito Brumado, São João Del Rei, sudeste de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**(1):129-130.
- Ávila C.A., Valença J.G., Teixeira W., Barrueto H.R., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M., Martins V.T.S. 2005. Geocronologia U/Pb e Pb/Pb da Suíte Serrinha: implicações para a evolução paleoproterozóica da margem sul do Craton São Francisco. *In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, 3, Anais, p.357-361.



- Babinski M., Chemale Jr. F., William R., Van Schmus W.R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**(3/4):235-245.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**(1):43-55.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G., Torquato J.R.F. 1980. Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda H.A.V., Duarte F.B. Geologia e Recursos Minerais do estado da Bahia: Textos Básicos. Salvador, CPRM, **3**:1-101.
- Campos J.C.S. 2004. *O Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso como Limite dos Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: Evidências Geológicas, Geoquímicas (Rocha Total) e Geocronológicas (U-Pb)*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 191 p.
- Campos J.C.S. & Carneiro M.A. 2008. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**:463-484.
- Campos J.C.S., Carneiro M.A., Basei M.A.S. 2003. U-Pb evidence for Late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **75**(4):497-511.
- Carneiro M.A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Universidade de São Paulo, São Paulo, 233 p.
- Cherman A.F. 2004. *Geologia, petrografia e geocronologia de ortognaisses paleoproterozóicas da borda meridional do cráton São Francisco, na Região entre Itumirim e Nazareno, Minas Gerais*. Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 259 p.
- Cherman A.F. & Valença J.G. 2005. Geologia e geocronologia dos ortognaisses paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton do São Francisco, entre as cidades de Nazareno e Lavras, sul de Minas Gerais. In: Simpósio sobre o cráton São Francisco, 3, *Anais*, p.147-150.
- Cobbing E.J. & Pitcher W.S. 1972. The Coastal Batholith of Central Peru. *Journal of the Geological Society of London*, **128**:421-460.
- Cobbing E.J., Pitcher W.S., Taylor W.P. 1977. Segments and super-units in the Coastal Batholith of Peru. *Journal of Geology*, **85**:625-631.
- Couto F.M. 1997. Petrografia de rochas metagranitóides félsicas no Greenstone Belt Barbacena, São João Del Rei-Ritópolis (MG). Monografia de Graduação, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 109 p.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London. George Allen & Unwin, 450 p.
- Dal Cere P.R. 1999. Geologia e petrografia do Metaquartzo Monzodiorito Glória e do Metagranitóide Ritópolis na região entre Coronel Xavier Chaves e Ritópolis, Minas Gerais. Monografia de Graduação, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 148 p.
- Didier J. & Barbarin B. 1991. The different types of enclaves in granites – Nomenclature. In: Didier J. & Barbarin B. (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Netherlands, Elsevier, p.19-23.
- Dorr II, J.V.N. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington, US Geological Survey (Professional Paper 641A), p.1-110.

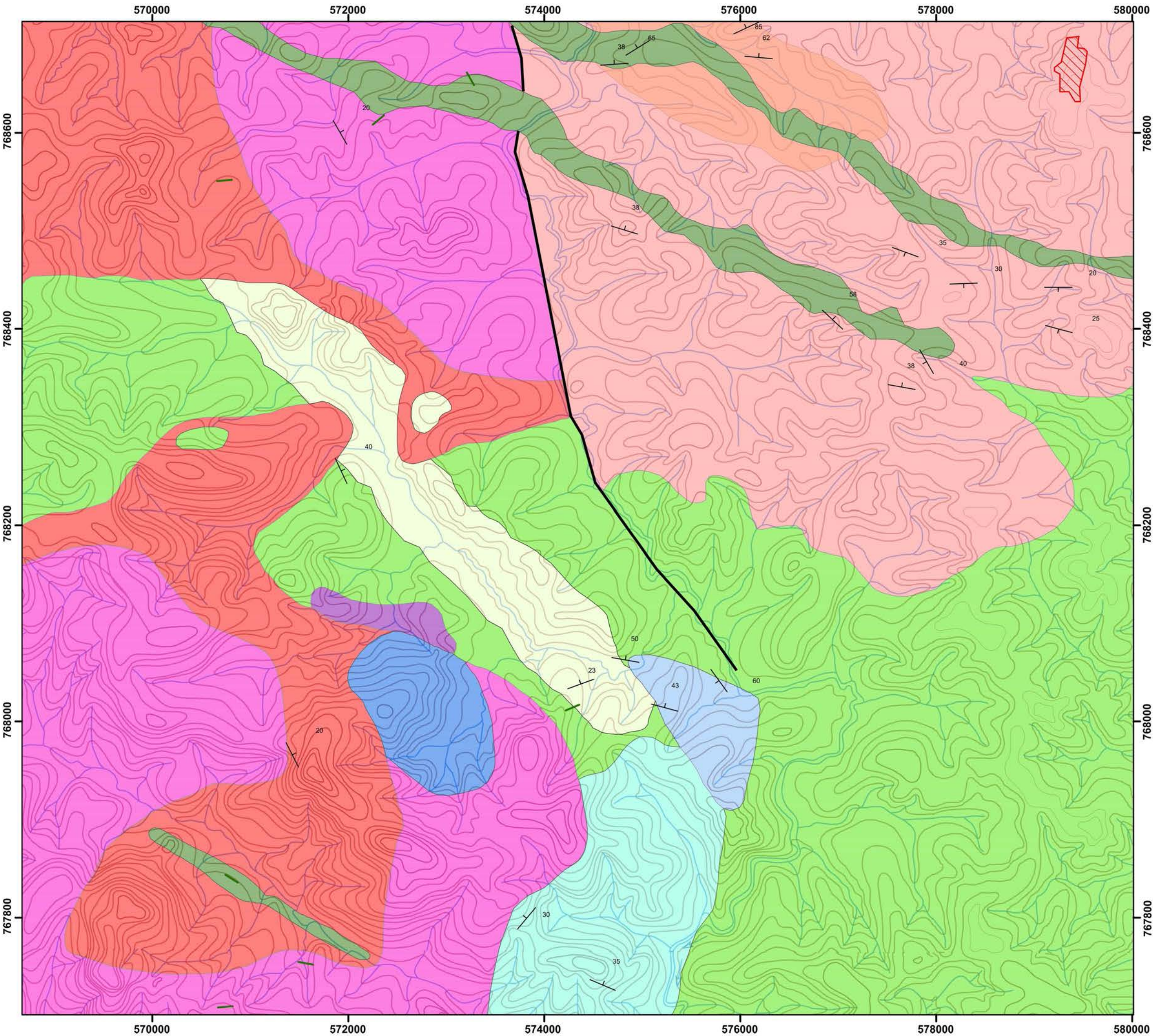
- Ebert H. 1963. The manganese-bearing Lafaiete Formation as a guide-horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, **35**(4):545-559.
- Endo I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia da Universidade de São Paulo, São Paulo, 243 p.
- Francesconi R. 1972. *Pegmatitos da região de São João Del Rei - MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 101p.
- Galembeck T.M.B. 1991. *Aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos da intrusão Cabreúva, Complexo Granitóide de Itu, SP*. Dissertação de Mestrado, UNESP, Rio Claro, 195 p.
- Grogan S.E. & Reavy R.J. 2002. Disequilibrium textures in the Leinster Granite Complex, SE Ireland: evidence for acid-acid magma mixing. *Mineralogical Magazine*, **66**(6):929-939.
- Grossi Sad J.H., Pinto C.P., Duarte C.L. 1983. Geologia do distrito manganífero de Conselheiro Lafaiete, MG. *In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais*, Belo Horizonte, p.259-270.
- Guimarães D. 1950. A jazida de djalmaíta de Volta Grande, Rio das Mortes, Minas Gerais. *Academia Brasileira de Ciências*, **12**(1):51-71.
- Guimarães D. & Guedes S.V. 1944. *Pesquisa de cassiterita no município de São João Del Rei*. DNPM/DFPM, Boletim 58, p.13-26.
- Hall A. 1989. *Igneous Petrology*. Nova Iorque. John Wiley and Sons, 573 p.
- Heinrich E.W.M. 1964. Tin-tantalum-lithium pegmatites of the São João Del Rei District, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **59**:982:1002.
- Herz N. 1970. *Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington, US Geological Survey (Professional Paper 641B):1-58.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**(5):523-548.
- Janasi V.A. & Ulbrich H.H. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo. *Precambrian Research*, **51**:351-374.
- Machado Filho L., Ribeiro M.W., Gonzales S.R., Schenini C.A., Neto A.S., Palmeira R.C.B., Pires J.L., Teixeira W., Castro H.E.F. 1983. Geologia, folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de recursos minerais. V.32., p.1-304.
- Machado N. & Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of late tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**(11):2341-2346.
- Machado N., Noce C.M., Feng R. 1993. Idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de zircões detríticos de rochas metassedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, Sul do Cráton São Francisco: Considerações sobre a áreas-fontes e idades de sedimentação. *In: SBG, Simpósio sobre o cráton do São Francisco*, 2, *Anais*, p.149-151.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Oliveira O.A.B. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**:1221-1227.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Idades de zircões detríticos de sequências arqueanas e paleoproterozóicas do Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do Greenstone Belt Rio das Velhas e da bacia foreland do Supergupo Minas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, *Anais*, p.110-114.
- Maniar P.D. & Piccolli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Of Am. Bull.*, **101**(5):635-643.

- Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U/Pb Geochronology of gnaisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco Craton): age constraints for archaean and paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(1):95-102.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implication of Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**:60-78.
- Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzachini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, 225-239.
- O'Connor J.T. 1965. *A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio*. Washington, US Geological Survey (Professional Paper 525B):79-84.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*. **11**(3):349–363.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4):956-983.
- Peccerillo R. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamou area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **58**(1):63-81.
- Pereira R.M., Neumann R., Ávila C.A. 2008. Determinação da gênese da cassiterita com base na composição química e inclusões minerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:246-252.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ponçano W.L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):376-415.
- Pires F.R.M. 1978. The Archean Barbacena greenstone Belt in its typical development and the itabirite distribution at the Lafaiete District. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **59**:599-600.
- Pires F.R.M. & Porto Júnior R. 1986. A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o Granito Santo Rita, São João Del Rey, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Anais*, p.2023-2034.
- Pires F.R.M., Ribeiro A., Barbosa M.I.M. 1990. Distribuição do “Greenstone Belt” Barbacena na Região de São João Del Rei, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, *Anais*, p.2941-2951.
- Pitcher W. S. 1978. The anatomy of a batholith. *Journal of the Geological Society of London*, **135**:157-182.
- Pitcher W.S. & Berger A.R. 1972. *The Geology of Donegal: a Study of Granite Emplacement and Unroofing*. Nova Iorque, Wiley-Interscience, 435 p.
- Quéméneur J.J.G. 1987. Petrography of the pegmatites from Rio das Mortes Valley, southeast Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(4):595-600.
- Quéméneur J.J.G. & Baraud E. R. 1982. Geologia da área pegmatítica de São João Del Rey, Minas Gerais, Brasil. In: SBG, Congresso Latino Americano de Geologia Argentina, 5, *Atas*, p.39-53.
- Quéméneur J.J.G. & Baraud E. R. 1983. Estrutura do embasamento Arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rei – MG. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 2, *Atas*, p.460.

- Rolff P.A.M.A. 1947. A provincial estanífera do Rio das Mortes, Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas*, **12**(3):25-28.
- Rolff P.A.M.A. 1951. Nota sobre alguns minerais radioativos em São João Del Rei. *Revista da Escola de Minas*, **16**(6):7-8.
- Rolff P.A.M.A. 1952. Urânio e Tório em São João Del Rei. *Revista da Escola de Minas*, **17**(2):11-12.
- Sanches A.L., Misi A, Kaufman A.J., Azmy K. 2007. As sucessões carbonáticas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4 - suplemento):182-194.
- Silva L.C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com o estudo de casos brasileiros. In: Publicações especiais do Serviço Geológico Brasileiro, 1, p. 134.
- Souza A.N. 2007. *Mapeamento faciológico do Granitóide Ritópolis e geoquímica preliminar da fácies média, região de Ritópolis – Cassiterita – São Tiago, Minas Gerais*. Monografia de graduação, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 71 p.
- Souza A.N. 2009. *Evolução petrográfica e geoquímica do granitóide Ritópolis, borda meridional do cráton São Francisco*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 118 p.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Review*, **12**:1-33.
- Teixeira W. 1985. *A evolução tectônica da porção meridional do Cráton São Francisco com base em interpretações geocronológicas*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207 p.
- Teixeira W. 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1/3):268-277.
- Teixeira W., Ávila C.A., Cordani U.G., Martins V.T.S., Valença J. 2005. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo Paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas. In: SBG, Simpósio do Cráton São Francisco, 3, Atas, p.174-177.
- Teixeira W., Ávila C.A., Nunes L.C. 2008. Nd-Sr Isotopic Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: Implications for Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **8**(1):53-74.
- Teixeira W & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of early proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**(1):1-22.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p.101-137.
- Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, região Nazareno, MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 307 p.
- Tullis J., Stünitz H., Teyssier C., Heilbronner R. 2000. Deformation microstructures in quartz-feldspathic rocks. *Journal of the Virtual Explorer*, **2**.
- Uchôa J.C.F. 2006. *Análise espacial dos corpos plutônicos do cinturão Mineiro através da integração de dados geológicos, aerogeofísicos e geoquímicos*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 176 p.
- Ulbrich H.H.G.J., Vlach S.R.F., Janasi V.A. 2001. O Mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(2): 163-172.

- Valença J.G., Silva M.A., Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Noce C.M. 2000. Transamazonian gabbro-noritic intrusive rocks from the southernmost São Francisco Craton (Brazil). In: International Geological Congress, XXXI, Rio de Janeiro.
- Valladares C.S., Machado N., Heilbron M., Gauthier G. 2004. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions south of the São Francisco Craton, Brazil: implications for the evolution of Proterozoic basin. *Gondwana Research*, **7**(4):913-921.
- Van der Molen I. & Paterson M.S. 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Min. Petrol.*, **70**:299–318.
- Vasques F.S.G. 2009. *Mapeamento geológico, petrografia, geoquímica das rochas anfíbolíticas do greenstone belt Rio das Mortes e estudo de diques metabásicos e de gabro-diabásio, região de Cassiterita – Ritápolis, Estado de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 109 p.
- Vernon R.H., Johnson S.E., Melis E.A. 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, **26**(10):1867-1884.
- Vernon R.H. & Paterson S.R. 2008. How extensive are subsolidus grain-shape changes in cooling granites? *Lithos*, **105**(1-2):42-50.
- Vlach S.R.F. 1985. *Geologia, petrologia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 253 p.
- Wernick E. 1990. Zoneamento magmático regional de granitóides brasileiros no Sudeste-Sul do Brasil: implicações geotectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, *Anais*, **4**:1668-1683.
- White A.J.R., Chappell B.W., Cleary J.R. 1974. Geologic setting and emplacement of some Australian Paleozoic batholiths and implications for intrusive mechanisms. *Pacific Geology*, **8**:71-159.
- Williams H., Turner F., Gilbert C.M. 1970. Petrografia. In: Textura e classificação de rochas ígneas (eds.) USP, p.13-38.





ANEXO I  
MAPA GEOLÓGICO



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Autores: Eduardo Henrique Andrade de Guimarães e Leandro Bravo Ferreira da Costa  
Orientador: Ciro Alexandre Ávila

## LEGENDA

Cidade Resende Costa Diques

### Estruturas

Foliação Lineamento

### Unidades de mapeamento

Dique de metadiabásio - diabásio

### Granitóide Ritápolis

Facies grossa  
 Facies média ( $2121 \pm 7$  Ma)  
 Facies média foliada

### Ortognaisse Resende Costa

Unidade inequigranular média/grossa  
 Unidade inequigranular média/fina

### Greenstone belt Rio das Mortes

Unidade metassedimentar  
 Unidade anfibolítica  
 Unidade anfibolítica com piroxênio  
 Unidade metaultramáfica

Gnaiss tonalítico Ramos



0 1 2 4  
Quilômetros





ANEXO II  
MAPA DE PONTOS



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Autores: Eduardo Henrique Andrade de Guimarães e Leandro Bravo Ferreira da Costa  
Orientador: Ciro Alexandre Ávila

## LEGENDA

### Pontos EL com amostragem geoquímica

- Facies grossa
- Facies média

- ▨ Cidade Resende Costa
- | Diques

### Estruturas

- Foliação
- Lineamento

### Unidades de mapeamento

■ Dique de metadiabásio - diabásio

### Granitóide Ritápolis

Facies grossa

Facies média (2121 ± 7 Ma)

■ Facies média foliada

### Ortognaisse Resende Costa

■ Unidade inequigranular média/grossa

■ Unidade inequigranular média/fina

### Greenstone belt Rio das Mortes

■ Unidade metassedimentar

■ Unidade anfibolítica

■ Unidade anfibolítica com piroxênio

■ Unidade metaultramáfica

### Gnaiss tonalítico Ramos



0 1 2 4

Quilômetros